М.Г. БЕРГЕР

ТЕРРИГЕННАЯ МИНЕРАЛОГИЯ

МОСКВА „НЕДРА" 1986

УДК 551.31

Бергер М. Г. Терригенная минералогия.—М.: Недра, 1986.—227 с. с ил.

Рассмотрены исходные понятия терригенной минералогии, теория терригенно-минералогических исследований, вопросы, методики изучения терригенных компонентов, закономерности распределения терригенных минералов в осадочных толщах, а также факторы, определяющие особенности ассоциаций терригенных минералов. Впервые дана систематическая характеристика около 100 основных породообразующих и акцессорных терригенных минералов по особенностям их поведения в ходе осадочного процесса, предложены и обоснованы оригинальные классификации терригенных минералов.

Для научных работников — минералогов, литологов, палеогеографов, стратиграфов, геологов-нефтяников, океанологов, изучающих осадочные образования и связанные с ними полезные ископаемые.

Табл. 66, ил. 10, список лит.— 30 назв.

Рецензент: *И. М. Симанович,* д-р геол.-минер. наук (Геологический институт АН СССР)

Б $\frac{1904030000-375}{043(01)-86}$ 55—86

© Издательство «Недра», 1986

ВВЕДЕНИЕ

Терригенные минералы — одни из наиболее распространенных компонентов осадочной оболочки Земли. Многие из них представляют собой полезные ископаемые или же непосредственно сопутствуют им и важны как критерии при поисках месторождений. Большое экономическое значение имеют касситерит, золото, платина, алмаз, вольфрамит, тантало-ниобаты, кварц, ильменит, рутил, лейкоксен, циркон, монацит и многие другие. Результаты изучения терригенных минералов используются в нефтяной геологии и палеогеографии, при литостратиграфическом расчленении и корреляции осадочных толщ, в геологии россыпей. В последние годы круг практических приложений терригенно-минералогических исследований расширился. В частности, эти исследования удалось применить для обнаружения локальных конседиментационных структурно-тектонических элементов (локальных «структур»), к которым часто приурочены промышленные скопления нефти и газа, и для расшифровки характера тектонических (особенно неотектонических) движений локальных участков земной коры; для установления глубины и времени формирования нефтяных залежей. Имеются попытки прогнозирования коллекторских свойств пород и оценки перспектив нефтегазоносности отложений по терригенным минералам, выявления зон выклинивания коллекторов и поисков неантиклинальных ловушек нефти и газа, определения направления и дальности вдольбереговых потоков обломочного вещества. Все большее значение приобретает изучение терригенных компонентов метаосадочных пород докембрия.

Несмотря на большое значение терригенно-минералогических исследований, их чрезвычайно широкую распространенность и весьма длительную историю их проведения, многие важнейшие вопросы терригенной минералогии еще недостаточно разработаны. До настоящего времени отсутствуют удовлетворительные определения многих основных понятий этой области геологии, включая определения самой терригенной минералогии и понятия терригенных минералов. Недостаточно изучены химическая, физико-механическая и гидроаэродинамическая устойчивость, миграционная способность и другие свойства терригенных минералов. Современное состояние этой важной области геологии Н. М. Страхов оценивал как начальное, указывая, в частности, что исследований закономерностей терригенной минералогии немного или гораздо меньше, чем это требовалось бы ввиду сложности проблемы. Мнение, соответ-

ствующее позиции Н. М. Страхова, было высказано также Ф. Петтиджоном [10].

Особенно остро нуждаются в дальнейшей разработке и совершенствовании теоретические и методические основы терригенно-минералогических исследований и интерпретации их результатов. Как отметила в 1962 г. А. Г. Коссовская, после исследований, проведенных В. П. Батуриным, в методическом отношении в развитии этого направления сделано очень немного. Терригенная минералогия развивалась как бы вширь, по пути охвата большего числа объектов исследования, а не вглубь, по линии усовершенствования метода и интерпретации полученных результатов. Весьма показательно, в частности, что, освещая и анализируя историю развития литогенетических идей в России и в СССР, Н. М. Страхов [15] заканчивает историю терригенно-минералогических исследований 1937 г. (когда была опубликована «Палеогеография по терригенным компонентам» В. П. Батурина), не без оснований полагая, очевидно, что развитие терригенной минералогии в течение последующих десятилетий не привело к появлению существенно новых идей в этой области.

К настоящему времени установлено, что на состав терригенно-минералогических ассоциаций осадочных толщ глубокое влияние оказывают исходный состав пород источников сноса, тектоно-геоморфологические и климатические условия седиментогенеза (прежде всего в пределах водосборов), особенности транспортировки обломочного материала, динамика среды осадконакопления, условия постседиментационного преобразования осадочного вещества и другие факторы седименто- и литогенеза *. Собственно, именно с тем, что условия протекания осадочного процесса оказывают существенное влияние на терригенно-минералогические ассоциации, и связана возможность постановки и решения обратной геологической задачи — по известным, зафиксированным в отложениях особенностям терригенных минералов и их ассоциаций реконструировать условия формирования и изменения отложений, характер каждого из геологических факторов, действовавших на различных стадиях осадочного процесса. Вместе с тем многочисленность этих факторов существенно усложняет палеогеографическую интерпретацию результатов изучения терригенных компонентов осадочных толщ, а также использование этих результатов в корреляционно-стратиграфических и других целях. Иногда высказываются сомнения в возможности успешного и обоснованного решения палеогеографических либо корреляционно-стратиграфических вопросов по терригенным минералам, отмечается спад в развитии терригенно-минералогических исследований и уменьшение интереса

* В соответствии с принимаемым Н. М. Страховым [15] объемом стадии седиментогенеза и проводимым П. П. Тимофеевым [16] разделением седименто- и литогенеза.

к их результатам*. Все это определяет необходимость углубленного анализа особенностей формирования и эволюции терригенно-минералогических ассоциаций осадочных толщ, выявления особенностей поведения различных минералов в ходе осадочного процесса, закономерностей распределения терригенных минералов в осадочных толщах, а также изучения и обоснованного решения других принципиальных вопросов терригенной минералогии и совершенствования на этой основе методики палеогеографических, корреляционно-стратиграфических и других геологических построений по терригенным минералам.

ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ И УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ**

Сокращения:

ТМ — терригеный минерал (терригенные минералы); терригенно-минералогический;
ТМА — терригенно-минералогическая ассоциация;
ТМК — терригенно-минералогический коэффициент;
ТМП — терригенно-минералогическая провинция;
КПО — кварц-полевошпатовое отношение;
$КПО_о$ — кварц-полевошпатовое отношение отложений;
$КПО_п$ — кварц-полевошпатовое отношение исходного состава пород источников сноса (петрофонда);
МС — миграционная способность;
ПВР — постседиментационное внутрислойное (внутрипластовое) растворение;
ПФ — петрофонд (исходный состав пород источников сноса).

Условные обозначения:

B — балл устойчивости минералов;
$\bar{B}$ — средневзвешенный балл устойчивости минералов терригенно-минералогической ассоциации;
B_{ch} — балл химической устойчивости;
B_{hd} — балл гидроаэродинамической устойчивости;
B_{ph} — балл физико-механической устойчивости;
B_{mp} — балл миграционной способности минералов;
C_i — процентное содержание минерала в составе терригенно-минералогической ассоциации тяжелой или легкой фракции;
C_0 — исходное (начальное) содержание минерала в породе;
C_1 — конечное или промежуточное содержание минерала в породе, подвергшейся тем или иным преобразованиям;
H — твердость минералов по шкале Мооса;
J_w — индекс потенциала выветривания (индекс выветриваемости) минералов, по П. Райхе;
K_{mp} — коэффициент миграционной способности минералов;
K_s — коэффициент устойчивости минералов;
$K_{s(ch)}$ — коэффициент химической устойчивости минералов;
$K_{s(ch,w)}$ — коэффициент химической устойчивости минералов в условиях выветривания;
$K_{s(ch,is)}$ — коэффициент химической устойчивости минералов в условиях внутрислойного растворения;

* Соответствующие высказывания можно найти в работах Т. ван Андела, Р. Вейля, Дж. Гриффитса, Б. П. Жижченко, Ф. Петтиджона, Ф. Синдовского, Х. Фиска и многих других геологов.

** Обозначения (символы) минералов приведены ниже в табл. 1. Расшифровка других сокращений и условных обозначений приведена в тексте.

M — зрелость обломочного вещества;

M_{ch}, M'_{ch} — показатели химической зрелости терригенно-минералогической ассоциации;

M_{hd}, M'_{hd} — показатели гидроаэродинамической зрелости терригенно-минералогической ассоциации;

M_{ph} — показатель физико-механической зрелости терригенно-минералогической ассоциации;

S_{ch} — химическая устойчивость минералов по шкале А. Кайе и Ж. Трикара;

$S_{ch(w)}$ — химическая устойчивость минералов в условиях выветривания;

$S_{ch(is)}$ — химическая устойчивость минералов в условиях внутрислойного растворения;

δ — плотность, г/см³;

h — микротвердость, кгс/мм² (в зарубежных работах величине h соответствует VHN — микротвердость по Виккерсу).

Преобладающие породы источников сноса (тип петрофонда):

a — кислые и средние;

b — основные и ультраосновные;

m — метаморфические;

s — осадочные.

Глава I

ИСХОДНЫЕ ПОНЯТИЯ И ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ТЕРРИГЕННОЙ МИНЕРАЛОГИИ

Определение содержания, объема и положения в системе геологических знаний

Хотя в геологической литературе нередко используется термин терригенная минералогия (А. Г. Коссовская, А. Б. Ронов, Н. М. Страхов, В. А. Гроссгейм и др.) и близкий к нему — минералогия терригенных компонентов (В. П. Батурин и др.), а вся данная область, именовавшаяся в различные годы: минералогией аллотигенной составляющей осадочных пород, исследованиями аллотигенной составляющей, петрографическим (седимент-петрографическим, микропетрографическим, микроминералогическим) анализом, терригенно-минералогическим направлением и т. д., уже давно и прочно выделилась в качестве особой, самостоятельной, весьма специфической крупной области геологии, четкое определение ее содержания и объема в литературе отсутствует. В связи с изложенным представляется целесообразным сформулировать несколько возможных (принимаемых в данной работе) определений терригенной минералогии, различающихся между собой главным образом степенью детальности приводимой в них характеристики содержания и объема этой области геологии.

Наиболее кратко терригенная минералогия может быть определена как наука (область науки, научное направление, учение) о терригенных минералах. Более широко это определение трактуют по-разному. В качестве одного из таких определений можно предложить следующее.

Терригенная минералогия — область геологии, изучающая закономерности распределения, особенности поведения и историю терригенных минералов в земной коре.

Более развернуто следующее определение.

Терригенная минералогия — область геологии, изучающая терригенные минералы и их ассоциации, закономерности их распределения в осадочных толщах, условия и процессы миграции, рассеяния и концентрации терригенных минералов в целях поисков россыпных и коренных месторождений полезных ископаемых, палеогеографических реконструкций, а также решения других геологических задач.

Еще более широкое и полное определение может быть сформулировано следующим образом.

Терригенная минералогия — область геологии, изучающая состав (видовой набор), количественное содержание и типоморфные особенности терригенных минералов осадков, осадочных и метаосадочных горных пород, источники терригенных минералов, закономерности распределения, высвобождения, миграции и аккумуляции, рассеяния и концентрации, сохранения, изменения и уничтожения терригенных минералов, типы и особенности терригенно-минералогических ассоциаций, закономерности их формирования и эволюции и использующая данные о терригенных минералах и их ассоциациях для решения различных геологических задач (поисково-разведочных, палеогеографических, корреляционно-стратиграфических и др.).

Именно таким является и традиционное, классическое, и наиболее распространенное современное понимание сущности терригенной минералогии, терригенно-минералогического направления в науке, его объема и содержания [6, 15]. Согласно этой трактовке и в соответствии с принципиальными различиями в происхождении, времени и условиях накопления и другими особенностями терригенных и аутигенных минералов осадочных толщ, терригенно-минералогическое направление в некотором роде противопоставляется аутигенно-минералогическому [6] при всех естественных взаимосвязях между ними, наиболее глубоко раскрытых в трудах А. Г. Коссовской, В. Д. Шутова и их последователей.

Изложенное понимание объема и содержания терригенной минералогии не единственное в геологической литературе.

Так, по некоторым высказываниям Н. М. Страхова, А. Б. Ронова, В. А. Гроссгейма и ряда других авторов, можно заключить, что термин терригенная минералогия употребляется ими для обозначения не области исследований (науки) или не только науки, но и объекта исследований — терригенных минералов и их ассоциаций. Принципиально аналогичная ситуация, когда одним и тем же термином обозначаются области науки и изучаемые ими объекты, является довольно распространенной в геологии и в науке вообще. На неудачность такого положения ранее уже обращали внимание Н. Б. Вассоевич и автор.

В 1962 г. А. Г. Коссовской была дана еще одна трактовка терригенной минералогии, согласно которой, терригенная минералогия — это минералогия терригенных пород. При таком подходе объектами изучения оказываются не только терригенные, но и аутигенные минералы этих пород, а из числа объектов терригенной минералогии исключаются терригенные минералы, широко распространенные (хотя и не преобладающие количественно) во всех других (не терригенных) осадках и осадочных горных породах. Развиваемое А. Г. Коссовской, В. Д. Шутовым и другими исследователями *стадиально-парагенетическое* направление в значительной мере включает в себя классическое терригенно-минералогическое направление (по В. П. Батурину, Г. Б. Мильнеру и др.) и выходит далеко за его пределы.

В соответствии с традиционным батуринско-мильнеровским пониманием содержания и объема терригенно-минералогического направления в геологии, принимаемые автором в данной работе определения рассматривают в качестве объекта терригенной минералогии лишь собственно терригенные минералы и образуемые ими ассоциации, присутствующие, однако, не только в терригенных отложениях, но и в осадках и осадочных горных породах любого иного типа (в качестве более или менее значительных по содержанию второстепенных компонентов или же примесей), ибо принципиальных различий (за исключением различий количественного характера) между терригенными минералами терригенных отложений и отложений иного типа не существует.

Минералогия, как ее иногда справедливо определяют,— это история минералов. В этом смысле терригенная минералогия представляет собой часть (и весьма значительную) минералогии, изучающую историю терригенных минералов (или терригенную историю минералов, терригенную часть их истории), которая протекает с момента их высвобождения при разрушении пород коренных источников и до момента их уничтожения в глубоких зонах метаморфизма или на более ранних этапах*.

Вместе с тем терригенные минералы являются, как известно, компонентами осадков и осадочных горных пород — объектов, изучаемых литологией (или, как ее обычно именуют во многих странах, седиментологией или осадочной петрологией). Состав терригенно-минералогических ассоциаций, закономерности распределения терригенных минералов, многие особенности типоморфизма терригенных минералов в значительной мере определяются условиями и процессами гипергенеза, транспортировки (мотогенеза, по Л. В. Пустовалову), седиментации, диагенеза и катагенеза, также изучаемыми литологией [4, 6, 10—12, 15, 16, 18, 22].

В соответствии с этим терригенная минералогия с не меньшим основанием должна рассматриваться как особая, специфическая область литологии.

В свете изложенного, терригенная минералогия *по характеру изучаемых ею объектов* представляет собой область геологии, находящуюся на стыке литологии и минералогии.

---

* При современном увлечении «сферной» терминологией (начало которого восходит к далекому прошлому) вся эта область — область' (пространство) существования терригенных минералов — может быть названа терригенно-минералогической сферой (ТМ сферой) или сокращенно террисферой. Ее границы — от поверхности литосферы (и даже несколько выше, учитывая прежде всего «выбросы» терригенных минералов в атмо- и гидросферу на путях их эоловой и водной транспортировки) до относительно глубоких зон метаморфизма, примерно соответствующих амфиболитовой или даже гранулитовой фации, где иногда еще сохраняются наиболее устойчивые из терригенных минералов (циркон и рутил, а также монацит и ксенотим).

По используемым ею методам исследования терригенная минералогия тесно соприкасается с математикой (особенно математической статистикой), физикой (широко применяются кристаллооптические и другие физические методы диагностики терригенных минералов и изучения особенностей их типоморфизма, физические методы сепарации минералов, а также физические методы теоретического и экспериментального моделирования природных процессов терригенного седиментогенеза и др.), химией (прежде всего химико-аналитические методы изучения терригенных минералов, исследования по экспериментальному определению химической устойчивости терригенных минералов в различных условиях и др.).

По характеру исследуемых объектов, решаемых задач и используемых методических подходов к их решению терригенная минералогия совместно с рядом других областей геологических знаний, особенно с геохимией (прежде всего поисковой геохимией), может быть объединена в *статистическую геологию* — специфическую область, продолжающую серию статистических наук (статистические физика и химия, биометрия и др.) и имеющую много общего с ними в принципах исследования природных объектов.

Если воспользоваться понятийно-терминологическим аппаратом, широко распространенным в области геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых, можно сказать, что терригенные минералы образуют в современных осадках и в более древних осадочных толщах вторичные гипергенно-седиментогенные механические ореолы и потоки рассеяния, которые в той или иной мере могут быть трансформированы постседиментационными процессами.

Все это делает естественным и закономерным то, что в отдельных работах последних лет (А. Б. Вистелиус, С. В. Григорян, Н. Г. Патык-Кара, А. И. Перельман и др.) намечается общее положение в терригенной минералогии и геохимии, выходящее за рамки обычных химико-аналитических исследований терригенных минералов.

Вместе с тем терригенная минералогия разрабатывает и использует для решения широкого круга геологических задач и свои собственные, терригенно-минералогические методы исследования (пока еще, может быть, недостаточно совершенные*). Собственно говоря, по отношению ко многим областям геологии (палеогеография, стратиграфия и корреляция, геология россыпей, поиски коренных месторождений, геология нефти и газа, геоморфология и неотектоника, морская геология и др.) терригенная минералогия представляет собой метод (комплекс методов) решения различных теоретических и практических вопросов.

---

* Особенно резкая, но справедливая оценка существующих терригенно-минералогических методов дана А. Б. Вистелиусом [3].

Терригенная минералогия использует данные, понятия, теоретические положения различных областей минералогии и других наук геологического цикла, а также некоторые разделы гидроаэромеханики, химии, физической географии и др.

По целям, научным и практическим приложениям терригенная минералогия непосредственно связана с поисково-разведочным делом, палеогеографией, литостратиграфией, геологией нефти и газа и многими другими областями, в основном геологическими, но частично выходящими за рамки собственно геологии (например, с океанологией). Научное и практическое приложение терригенной минералогии в течение истории ее развития последовательно расширяется, и безусловно, будет продолжать расширяться.

Группа терригенных минералов

Определение понятия терригенный минерал обычно не приводится — по-видимому, считается вполне ясным. Тем не менее по объему и содержанию этого основного понятия терригенной минералогии существуют значительные расхождения.

В качестве терригенных обычно рассматриваются присутствующие в отложениях неглинистые обломочные минералы, источниками которых были другие горные породы и продукты их выветривания. Эти минералы сохраняются в качестве реликтовых при разрушении исходных (материнских) горных пород и попадают в осадок в результате процессов механической транспортировки различными агентами и механического осаждения (седиментации). Именно такой смысл вкладывался и вкладывается в понятие терригенный минерал В. П. Батуриным, Ф. Т. Биккениной, П. Босуэллом, А. Б. Вистелиусом, В. А. Гроссгеймом, В. П. Казариновым, А. Г. Коссовской, Н. В. Логвиненко, Г. Мильнером, Ф. Петтиджоном, П. Поттером, Л. В. Пустоваловым, А. Б. Роновым, Л. Б. Рухиным, С. Г. Саркисяном, А. В. Сидоренко, Н. М. Страховым, У. Твенхофелом, П. П. Тимофеевым, И. В. Хворовой, М. С. Швецовым, Е. В. Шумиловой, В. Д. Шутовым, К. Эдельманом и др. Подобное определение традиционно принимается геологами, когда говорится о терригенно-минералогических (ТМ) исследованиях, ТМ направлении в науке об осадочных породах, ТМ районировании и картировании, ТМ ассоциациях, ТМ провинциях, ТМ фациях и т. п. Автор придерживается подобного же взгляда на основное понятие терригенной минералогии.

В качестве терригенных обычно рассматриваются присутствующие в осадках и осадочных горных породах реликтовые минералы так называемых кристаллических (т. е. магматических, включая вулканические, постмагматические, метаморфические и метасоматические) пород, поступившие в осадок: 1) непосредственно при разрушении, переносе и отложении материала этих пород, 2) при перемыве и переотложении материала раз-

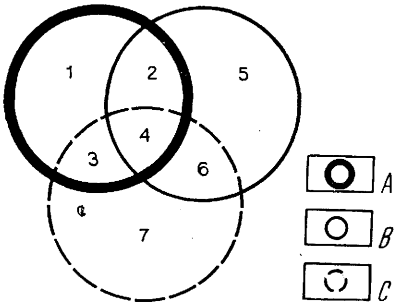


Рис. 1. Схема соотношения объемов понятий терригенные минералы, тяжелые минералы и акцессорные минералы.

Минералы: *A* — терригенные; *B* — тяжелые; *C* — акцессорные. *1* — породообразующие терригенные минералы легкой фракции; *2* — породообразующие терригенные минералы тяжелой фракции; *3* — акцессорные терригенные минералы легкой фракции; *4* — акцессорные терригенные минералы тяжелой фракции; *5* — породообразующие аутигенные минералы тяжелой фракции; *6* — акцессорные аутигенные минералы тяжелой фракции; *7* — акцессорные аутигенные минералы легкой фракции

витых по этим породам кор химического выветривания и 3) при повторном перемыве и переотложении — из более древних осадочных пород (так называемых вторичных или промежуточных коллекторов).

По В. Д. Шутову, первый из источников и формирующийся за счет его тип ТМ ассоциаций (группа парагенезов терригенных компонентов) именуется петрогенным, второй — апосапрогенным, третий — литокластогенным.

К терригенным компонентам третьего, литокластогенного типа относится также подвергшиеся механическому переотложению некоторые аутигенные минералы более древних осадочных пород, образующие обломочные зерна алевритового и более крупного размера, — кварц (в частности, регенерированный), глауконит, барит, кальцит, пирит, анатаз и др.

Необходимо подчеркнуть, что в данной работе речь идет именно о терригенных минералах, а не об акцессорных или только тяжелых минералах осадочных образований. Понятия терригенные минералы, тяжелые минералы и акцессорные минералы, ошибочно отождествляемые в некоторых работах, являются совершенно различными, особыми понятиями, не совпадающими по содержанию. Соотношение объемов понятий терригенные минералы, тяжелые минералы и акцессорные минералы, а также дополнительные к ним понятия аутигенные минералы, легкие минералы и породообразующие (осадкообразующие) минералы могут быть схематически представлены следующим образом (рис. 1).

Общее число обнаруженных в отложениях видов терригенных минералов составляет несколько сотен. Сравнительно распространенными, однако, являются всего около 100 терригенных минералов* (табл. 1). Это прежде всего кварц, полевые шпаты (особенно микроклин, ортоклаз, кислые и средние плагиоклазы), мусковит, биотит, амфиболы, пироксены, минералы группы эпидота, гранаты (особенно альмандин), ильменит (в том числе в той или иной степени лейкоксенизированный), лейкок-

* По оценке А. С. Поваренных, в природе довольно распространены 180—190 минеральных видов.

Таблица 1

Терригенные минералы (и их группы)

Название	Символ	Название	Символ	Название	Символ
Авгит	*Aug*	Ильменорутил	*IR*	Роговая обманка базальтическая	Hb_b
Аксинит	*Ax*	Иридистый осмий	*Id*	Роговая обманка обыкновенная	Hb_c
Актинолит	*Ac*	Калишпаты	*KF*	Рутил	*R*
Алланит (ортит)	*Aln*	Касситерит	*Ct*	Самарскит	*Sm*
Алмаз	*D*	Кварц	*Q*	Силлиманит	*Si*
Альбит	*Ab*	Кианит (дистен)	*K*	Скаполит	*Scp*
Альмандин	*A*	Киноварь	*Cb*	Сперрилит	*Spr*
Амфиболы	*Am*	Клинопироксены	*Cpx*	Спессартин	*Ss*
Анатаз	*At*	Клиноцоизит	*Cz*	Сподумен	*Sd*
Андалузит	*Ad*	Колумбит	*Cm*	Ставролит	*S*
Андрадит	*Adr*	Кордиерит	*Cd*	Станнин	*Snn*
Анортит	*An*	Корунд	*Cn*	Стрюверит	*Sv*
Апатит	*Ap*	Ксенотим	*X*	Сфалерит	*Sph*
Арфведсонит	*Af*	Лейкоксен	*Lx*	Танталит	*Tn*
Бадделеит	*Bd*	Лимонит	*Lm*	Титанит (сфен)	*Tt*
Барит	*Bt*	Лопарит	*Lp*	Титаномагнетит	*Ttm*
Бастнезит	*Bst*	Магнетит	*M*	Топаз	*Tp*
Берилл	*Bl*	Микроклин	*Mc*	Торианит	*Thn*
Биотит	*B*	Микролит	*Mcl*	Торит	*Thr*
Бронзит	*Bn*	Молибденит	*Mb*	Тремолит	*Tm*
Брукит	*Bk*	Монацит	*Mnz*	Турмалин	*T*
Везувиан	*Vs*	Муассанит	*Msn*	Уваровит	*Uv*
Волластонит	*Ws*	Мусковит	*Ms*	Фаялит	*Fa*
Вольфрамит	*Wm*	Оливин, гортонолит	*Ol*	Фельдшпатоиды	*Fd*
Галенит	*Gn*	Ортоклаз	*Or*	Ферберит	*Fb*
Ганит	*Gnt*	Ортопироксены	*Opx*	Фергусонит	*Fg*
Геденбергит	*Hd*	Осмистый иридий	*Od*	Флюорит	*Fl*
Гематит	*Hm*	Паризит	*Par*	Форстерит	*Fo*
Герцинит	*Hc*	Перовскит	*Pv*	Халцедон	*Chn*
Гётит	*Gt*	Пикотит	*Pc*	Халькопирит	*Chp*
Гиперстен	*Hp*	Пирит	*P*	Хлорит	*Chl*
Гипс	*Gp*	Пироксены	*Px*	Хлоритоид	*Chd*
Глауконит	*Gc*	Пироп	*Pp*	Хромдиопсид	*Chds*
Глаукофан	*Gl*	Пирохлор	*Pch*	Хромит (хромшпинелиды)	*Chr*
Гранаты	*G*	Плагиоклазы	*Pl*	Циркон	*Z*
Гранаты-пиральспиты	G_p	Платина	*Plt*	Цоизит	*Zs*
Гранаты-уграндиты	G_u	Плеонаст (цейлонит)	*Pn*	Шеелит	*Sch*
Графит	*Gph*	Полевые шпаты	*F*	Шпинель	*Sp*
Гроссуляр	*Gs*	Поликсен	*Plx*	Эвксенит	*Ex*
Гюбнерит	*Hr*	Приорит	*Prt*	Эгирин	*Aeg*
Диопсид	*Ds*	Рибекит	*Rk*	Энстатит	*En*
Дюмортьерит	*Dm*	Роговая обманка	*Hb*	Эпидот	*E*
Золото	*Gd*			Эшинит	*Esh*
Ильменит	*I*				
Ильменит лейкоксенизированный	I_{lx}				

Примечания: 1. В природе встречаются и другие терригенные минералы. 2. Некоторые из указанных минералов (гипс, пирит, гётит и др.) в осадочных породах чаще встречаются как аутигенные.

сен *, магнетит, гематит, лимонит **, циркон, рутил, турмалин, кианит, ставролит, силлиманит, андалузит, титанит, анатаз, апатит. Нередки также корунд, монацит, брукит, хромит (хромшпинелиды), шпинель (алюмошпинели), оливин и др. Многие из перечисленных минералов встречаются в отложениях и в качестве аутигенных новообразований.

В последнее время объем группы терригенных минералов пытаются ограничить минералами, связанными с денудацией лишь пород суши, т. е. так называемыми хтоническими минералами, по С. Аррениусу. Минералы же, поступившие в зону осадконакопления в результате денудации коренных пород морского дна, при этом не считаются терригенными, а выделяются в особую генетическую группу под названиями маринно-литогенных или эдафогенных (термины предложены В. П. Петелиным). Данная позиция, основанная на формальном подходе к термину терригенный, является недостаточно оправданной. Механизм транспортировки и накопления эдафогенных минералов идентичен механизму транспортировки и накопления собственно терригенных минералов. Особенно существенным, однако, является то, что практическая реализация такого подхода во многих случаях оказывается крайне затруднительной, особенно если учесть многократные перемещения береговой линии и многократный перемыв и переотложение обломочного материала в береговых и более глубоководных зонах морей. Достоверное разграничение собственно терригенных и эдафогенных минералов нередко весьма затруднительно даже для современных отложений. Для ископаемых отложений трудности разграничения этих минералов резко возрастают.

Сложность и значительную условность разграничения и нередко недостаточную оправданность противопоставления собственно терригенных и эдафогенных минералов можно видеть, в частности, на примере тех довольно распространенных в природе случаев, когда денудации подвергаются одновременно идентичные по минеральному составу породы надводной и подводной частей одного и того же массива, занимающего островное или окраинно-материковое положение. Образующийся в результате этого обломочный материал смешивается и совместно перемещается и накапливается, подчиняясь одним и тем же закономерностям механического седиментогенеза. Все это делает малооправданным исключение из группы терригенных минералов компонентов, поступающих в осадок в результате размыва пород морского дна (если не придавать неоправданно большого значения так называемой внутренней форме — буквальному смыслу терминов).

* По современным представлениям, лейкоксен не является самостоятельным минеральным видом, а представляет обычно ассоциацию ряда тонкодисперсных кристаллических (главным образом, рутил, анатаз) и рентгеновски аморфных фаз.

** Обычно также поликомпонентная смесь переменного состава.

Терригенные компоненты по вкладываемому в этот термин смыслу более правильно противопоставлять не эдафогенным, а талассогенным, к которым, в соответствии с обычными представлениями, относятся минеральные компоненты, возникшие непосредственно в морской среде в результате различных химических и биохимических процессов.

В связи с изложенным, при всей полезности выделения эдафогенных минералов (в тех случаях, когда это оказывается возможным), представляется все же более оправданным, более правомерным и целесообразным не противопоставлять их терригенным, а рассматривать в качестве специфической подгруппы терригенных минералов. Подобная позиция по данному вопросу принимается не только практически всеми литологами, но и многими океанологами (А. В. Солдатов, Г. С. Харин, Е. М. Емельянов, Ю. М. Сенин, Ю. Д. Шуйский и др.).

К терригенным должны быть причислены и переотложенные минералы вулканогенного происхождения, в том числе тефроидные или тефрогенные (по Г. С. Дзоценидзе и И. В. Хворовой) продукты, накапливающиеся в процессе практически синхронного с вулканизмом седиментогенеза. Разумеется, по особенностям возникновения, источнику вещества эти минералы и после переотложения остаются вулканогенными (как остаются, например, метаморфогенными по происхождению присутствующие в псаммитах обломочные зерна кианита или ставролита). Однако по последующей истории, и в частности по механизму накопления в осадочных толщах, перемытый и переотложенный вулканогенный (как и магматогенный, метаморфогенный и др.) материал должен считаться терригенным.

Если, как это иногда делают, исходить из буквального значения термина терригенный, то к классу терригенных может быть отнесена и значительная часть присутствующих в осадочных образованиях глинистых минералов. Некоторые исследователи (например, М. Ф. Викулова) именно так и поступают. Необходимо отметить, что глинистые минералы по происхождению не просто аллотигенные, реликтовые, унаследованные. Их происхождение зачастую является весьма сложным, включающим и разнообразные процессы трансформации, аутигенного синтеза и др. Достоверное выделение чисто аллотигенных глинистых минералов во многих случаях затруднительно. Глинистые минералы отличны от собственно обломочных минеральных компонентов по составу, свойствам, размерам частиц и другим важнейшим особенностям, определяющим их поведение в осадочном процессе (их транспортировку, накопление, изменение), а также методам их выделения, диагностики, определения количественного содержания, изучения типоморфных особенностей, путям и принципам интерпретации результатов исследования глинистых минералов, области их практического использования. Все это привело к выделению, научному и организационному оформлению минералогии глин (и глинистого вещества других

отложений) в самостоятельную область геологии, весьма специфическую по характеру объектов, методам и целям исследования.

Таким образом, в соответствии с реальными особенностями геологических объектов, исторически сложившимися традициями и наиболее распространенными представлениями, глинистые минералы, в отличие от эдафогенных и тефрогенных, не включаются в группу терригенных минералов и соответственно не являются объектами терригенной минералогии *.

Не относятся к числу терригенных, как было отмечено, и талассогенные (эндогенетические, по А. Грэбо), внутрибассейновые карбонатные, фосфатные, глауконитовые и другие хемогенные и биохемогенные компоненты (так называемые аллохемы), в том числе нередко в той или иной мере смещенные с первоначального места их возникновения (перигенные, по Д. Левису), хотя разграничение вутрибассейнового (талассогенного) и терригенного карбонатного и иного материала, как и разграничение непереотложенного пирокластического и тефрогенного (и вулкано-терригенного) материала нередко представляет собой трудноразрешимую задачу.

Глава II

ИСТОРИЯ ТЕРРИГЕННО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Периодизация истории терригенно-минералогических исследований

История ТМ исследований насчитывает более века **. За это время геологами разных стран опубликованы тысячи работ в этой области, собран колоссальный фактический материал по региональной терригенной минералогии (терригенной топоминералогии), поставлены и в той или иной мере решены многочис-

* В. П. Батурин, затронувший в 1947 г. данный вопрос, подчеркнул, что в исследованиях, посвященных терригенным компонентам, глинистые минералы, как и глины в целом, не рассматриваются. Такова позиция автора и большинства других геологов по данному вопросу.

** В 1984 г. исполнилось 100 лет с момента введения Дж. Мурреем и М. Ренардом в геологическую науку термина терригенный. Однако исследования в этой области начались значительно раньше. К 1884 г. в разных странах были опубликованы десятки (более 70) работ и получены значительные результаты. По П. Босуэллу, в 1884 г. уже завершился первый крупный этап в развитии терригенной минералогии и всей минералогии осадочных пород (которая в те годы и даже несколько позднее практически сводилась к терригенной минералогии) и начался новый, ознаменовавшийся включением в исследование не только современных, но и ископаемых осадочных образований (хотя отдельные работы по терригенным минералам ископаемых отложений были опубликованы еще ранее — Ф. Ангер, Р. Блэндфорд, К. Гюмбель, Г. Клемм, И. Лемберг, А. Медликотт и др.).

ленные задачи теоретического, методического и прикладного характера.

Строгая периодизация истории ТМ исследований, четкое хронологическое разграничение отдельных этапов этой истории в большинстве случаев невозможны. Тем не менее в истории ТМ исследований в значительной мере условно можно выделить несколько этапов. Основа для их выделения — появление и распространение новых идей и методик, новых направлений ТМ исследований, распространение этих исследований на все новые геологические объекты, расширение области научного и практического использования их результатов. Необходимо подчеркнуть, что важнейшие теоретические положения и методические подходы, разработанные на каждом из этапов, в последующем, как правило, не отбрасывались, а находили все более широкое применение и развитие. Началу собственно ТМ исследований предшествовала длительная предыстория, связанная преимущественно с диагностикой, изучением морфологии и химического состава отдельных, обычно немногих из числа присутствующих в отложениях терригенных минералов без учета их генетической специфики.

По характеру получаемых результатов, их интерпретации и использованию в истории ТМ исследований в качестве основных можно выделить следующие этапы:

1) *диагностико-описательный*, когда ТМ исследования сводились главным образом к диагностике и краткому описанию присутствующих в отложениях терригенных минералов (примерно до 1870—1880 гг.);

2) *петрофондовый* (источниковый), когда ТМ исследования завершались указанием (как правило, весьма предположительным) источников сноса терригенных минералов (примерно с 1870—1880 гг.);

3) *корреляционно-стратиграфический* (литостратиграфический) этап, когда ТМ данные начали использоваться также в целях расчленения и корреляции отложений (примерно с 1915—1916 гг. или несколько ранее);

4) *генетический*, когда начали проводиться углубленные исследования по определению генезиса и эволюции ТМ ассоциаций и по терригенным минералам, помимо источников сноса, начали реконструироваться и другие условия (климат, рельеф, динамика среды осадконакопления и др.) седименто- и литогенеза (примерно с 20-х годов XX в);

5) современный *многопрофильно-прикладной* — результаты ТМ исследований стали использоваться для решения весьма широкого круга научных и практических вопросов: поисково-разведочного дела, геологии россыпей, нефтяной геологии, литостратиграфии, фациального анализа и палеогеографии (в том числе палеоклиматологии, динамической палеогеографии и др.), океанологии, стадиального анализа (анализа стадий литогенеза), осадочной геологии докембрия и расшифровки первичной

природы метаморфических пород (палеолитологических реконструкций), геоморфологии, неотектоники и других областей (примерно с 50-х годов XX в., хотя в отдельных из этих областей ТМ подход использовался и значительно ранее).

Среди исследований диагностико-описательного этапа можно выделить: а) домикроскопические, в которых определение минералов осуществлялось не под микроскопом, а по таким признакам, как окраска, морфология, твердость, плотность, химический состав, б) микроскопические (кристаллооптические), когда при диагностике терригенных минералов использовались поляризационный микроскоп и методы кристаллооптики.

С 50—60-х гг. XX в. существенно расширилась область научного и практического приложения ТМ методов. В частности, выявилась возможность определения глубины, времени и некоторых моментов истории формирования нефтяных залежей путем сравнения степени постседиментационного преобразования осадочного (в том числе обломочного) вещества нефтесодержащих отложений (в различных частях залежей) и отложений, расположенных в пределах законтурного пространства залежей на различных гипсометрических и стратиграфических уровнях. В связи с этим стало очевидным, что для решения этой важной задачи нефтяной геологии в качестве эффективных методов оценки степени катагенеза нефтеносных и водоносных отложений могут и должны быть использованы и методы терригенной минералогии. К настоящему времени в области применения ТМ исследований получены еще немногочисленные, но весьма обнадеживающие результаты. Однако широкого распространения подобные исследования пока не получили.

Важные новые области применения ТМ исследований — локальная тектоника (особенно неотектоника) и структурная геоморфология. Г. А. Каледой, Б. С. Луневым, Е. Н. Невесским, В. Е. Некосом, Б. М. Осовецким, М. Померанцблюм и др. установлено, что ТМ исследования дают ценную информацию, позволяющую выявлять в пределах закрытых платформенных и субплатформенных территорий локальные конседиментационные структурно-тектонические элементы (в том числе не имеющие явного геоморфологического выражения в рельефе) и устанавливать характер тектонических (в частности, неотектонических) движений локальных участков земной коры.

Основные тенденции в развитии терригенно-минералогических исследований

Анализируя историю ТМ исследований, можно заметить, что основные направления их проявились почти с начала становления терригенной минералогии, еще в XIX или в самом начале XX в., и в дальнейшем лишь в той или иной мере совершенствовались и распространялись на все более широкий круг геологических объектов. Это делает довольно условной любую, в

том числе и осуществленную в данной работе, периодизацию истории ТМ исследований. Назовем основные тенденции развития этого направления.

1. Последовательное расширение области исследования от континентальных и прибрежно-морских отложений до глубоководно-морских и океанических, от современных и сравнительно молодых ископаемых — до древних (в том числе докембрийских), от поверхностных и приповерхностных — до глубокозалегающих, от свежих, слабо измененных постседиментационными процессами или даже практически не затронутых ими — до глубоко измененных, в том числе метаморфизованных пород.

Необходимо подчеркнуть, однако, что одной из важнейших особенностей ТМ исследований было и должно оставаться постоянное внимание к изучению современных осадочных образований. Вовлечение все более древних, глубокозалегающих и измененных постседиментационными процессами отложений не означает ослабления внимания к ТМ исследованию современных осадков, с изучения которых начиналась терригенная минералогия. Ибо, как справедливо указывают Н. М. Страхов, Ф. Петтиджон, П. Поттер, Р. Сивер, Г. Ф. Крашенинников и другие авторы, только на этой основе возможно развитие и совершенствование терригенной минералогии, решение палеогеографических и других задач с использованием результатов исследования терригенных минералов.

2. Непрерывное развитие и совершенствование методик изучения терригеных минералов (особенно их типоморфных особенностей), обработки и интерпретации результатов их изучения, в частности все более широкое (хотя все еще далеко не достаточное) использование математических методов обработки результатов ТМ исследований. Благодаря этому информация становится более разнообразной, детальной, точной и обоснованной.

3. Переход от констатации фактов, от описания к их объяснению, все более полное выявление роли различных геологических факторов и механизма процессов, определяющих особенности распределения терригенных минералов в осадочных толщах, факторов и процессов формирования и эволюции ТМ ассоциаций осадочных толщ.

Тем не менее, оценивая работы о ТМ исследованиях, приходится констатировать, что в большинстве из них либо приводятся эти данные без попыток их объяснения и использования (на что ранее уже указывал, в частности, М. С. Швецов), либо приводятся те или иные результаты, заключения по этим данным, но без промежуточных (а нередко — и исходных) материалов, без достаточного обоснования, без сведений, необходимых для их оценки, проверки и воспроизведения.

4. Последовательное расширение области научных и практических приложений ТМ исследований, выявление все большего

числа геологических задач, при решении которых находят или могут найти применение ТМ методы.

Прослеживая более чем столетнюю историю развития терригенной минералогии, можно отметить, что ТМ исследования развивались в направлении смены качественных определений количественными, повышения точности количественных определений, детальности, объективности и обоснованности различных геологических построений по терригенным минералам. Тем не менее, оценивая современное состояние ТМ исследований, следует сказать, что имеется большой простор для развития терригенной минералогии, для дальнейшего значительного совершенствования основ изучения ТМ и методик интерпретации результатов, для расширения области и объемов, а также повышения эффективности их научного и практического использования.

Дальнейшее развитие и углубление этих тенденций, совершенствование перечисленных и кратко охарактеризованных в данной главе направлений — основные задачи и пути развития терригенной минералогии на ближайшие десятилетия и обозримое будущее.

Отметим, что использование математических методов, теоретическое и экспериментальное моделирование природных процессов терригенного седименто- и литогенеза, детальное изучение типоморфных особенностей минералов, значительное расширение области применения ТМ методов и круга решаемых с их помощью геологических задач, количественное изучение эволюции состава ТМ ассоциаций на протяжении геологической истории крупных регионов и т. д. можно считать тенденцией, наметившейся для относительно небольшой части ТМ исследований. Основная масса работ по терригенной минералогии, по методам, задачам, степени детальности и обоснованности заключений и другим важнейшим признакам выполняется на обычном для терригенной минералогии традиционном уровне.

Несмотря на значительное увеличение объема фактических данных в области терригенной минералогии, появление отдельных глубоких и в том или ином отношении новаторских ТМ исследований, общее состояние терригенной минералогии в конце XX в. существенно не отличается от того состояния, в котором находилась эта область геологии в начале XX в. или по крайней мере в 30-е годы XX в., разница состоит лишь в том, что в начале XX в. подобное состояние терригенной минералогии могло считаться вполне удовлетворительным, а в конце XX в. оно уже не соответствует существенно возросшим требованиям, предъявляемым к методам и результатам научных исследований: к их объективности, доказательности, точности, детальности, проверяемости (воспроизводимости) и другим существенным качествам. Следствие такого положения — совершенно справедливая критика ТМ исследований многими геологами и практический отказ большинства палеогеографов, стратиграфов, геологов-нефтяников и других специалистов от

использования ТМ методов. Многие важнейшие направления терригенной минералогии в основе остаются принципиально такими же, как и десятилетия назад; они являются недостаточно разработанными и эффективными.

Затруднения, возникшие перед терригенной минералогией и использованием ТМ методов в палеогеографии, литостратиграфии и других областях геологии, сводятся к трем проблемам.

Первая состоит в обычной для распределения терригенных минералов *изменчивости* их содержаний в осадочных толщах (на что указали, в частности, П. Аллен, Дж. Гриффитс, М. К. Калинко, К. Кордри, Г. Мильнер, Г. Риттенхауз, С. И. Романовский, Ф. Смитсон, Дж. Хьюберт и ряд других геологов [4, 25]) и в безуспешности предпринятых попыток учесть или исключить влияние этой изменчивости при решении различных геологических вопросов по терригенным минералам.

Вторая проблема включает многочисленность геологических *факторов,* определяющих состав ТМ ассоциаций осадочных толщ, и безуспешность оценить влияние каждого из геологических факторов на состав ТМА, на что указали, например, Дж. Гриффитс [4] и Ф. Петтиджон, П. Поттер и Р. Сивер [11].

В качестве проблемы выделяются также многократность переотложения обломочного материала и отсутствие эффективной методики выявления, количественной оценки и учета данного обстоятельства при палеогеографических реконструкциях и других геологических построениях по терригенным минералам. Этому были посвящены первые исследования Г. Сорби. В дальнейшем на исключительную важность данной проблемы для терригенной минералогии и геологии осадочных образований неоднократно указывали В. П. Батурин, Х. Блэтт, П. Босуэлл, Р. Джонс, П. Крынин, Ф. Кюнен, Ф. Петтиджон, Н. М. Страхов, В. Н. Холодов, Э. Хэллем и др. [10, 18, 21].

Из-за нерешенности проблем изменчивости, многофакторности и рецикличности нередко пытаются уменьшить их принципиальную важность. Это не может оставаться незамеченным. Иногда эти проблемы (или какую-либо из них) удается обойти, но игнорировать существование и необходимость их решения невозможно.

Проблемы, стоящие перед терригенной минералогией, сложны и многообразны. Решение их требует проникновения в существо данной области геологии, постижения особенностей и свойств терригенных минералов, выявления и учета влияния многочисленных геологических факторов на терригенные минералы и их ассоциации в осадочных толщах, анализа и обобщения ТМ данных, получения новых фактических данных, привлечения и использования результатов из смежных областей знаний.

Иногда стоящие перед терригенной минералогией проблемы пытаются решить без углубленного исследования существа дела, например путем перевода их в другую плоскость, используя в этих целях, в частности, терминологию, заимствованную из

области теории информации или техники связи, а иногда математический аппарат, подчас не столько проясняющий, сколько затемняющий действительное положение. Подобные попытки представляются малополезными.

Мало заменить термин показатели (признаки и т. п.) термином полезные сигналы, термин комплексирование термином накопление сигналов, термин расшифровка термином декодирование и т. п., чтобы решить геологические вопросы, а методы сделать более обоснованными. И совсем необоснованно пытаться (как это делается в некоторых работах последних лет) получить решения геологических вопросов, используя такие «полезные» («эталонные» и т. п.) «сигналы», в которых суммируются процентные содержания гранулометрических фракций, химических элементов, терригенных и аутигенных минералов, или пытаться использовать данные о плотности постседиментационных (т. е. еще не существовавших во время осадконакопления) аутигенных минералов для расшифровки процессов гидродинамической дифференциации обломочного вещества, протекающей на стадии седиментации.

Существенную помощь при решении многих вопросов терригенной минералогии может оказать использование сканирующего электронного микроскопа, аппаратуры для детального изучения распределения минералов по плотности, разделения минералов по их окатанности и т. п. Слабое распространение подобных исследований не случайно. Оно, очевидно, связано с тем, что получаемые результаты по своей значимости зачастую не соответствуют усилиям на проведение этих исследований. Помимо того, эти результаты не всегда обеспечивают однозначную интерпретацию, они являются в основном частными и мало информативны для решения основных проблем терригенной минералогии.

Автор разделяет точку зрения Ф. Петтиджона, П. Поттера и Р. Сивера, которые убеждены в том, что ответы на большинство пока не решенных вопросов в этой области придут не в результате применения сверхновой техники, а от разумного применения методов и приборов, которые имеются в распоряжении и сейчас. Ф. Петтиджон и др. пишут, что объединение количественных полевых и лабораторных анализов — преимущественно, но не исключительно микроскопических — с идеями и данными химии, с одной стороны, и с данными гидродинамики, с другой — дадут искомые решения [11].

Рассматривая пути преодоления наблюдающегося спада в развитии терригенной минералогии, Дж. Гриффитс считает очевидным, что достижение более точных и конкретных выводов требует более строгого подхода к проблеме, такого подхода, с помощью которого можно было бы «извлекать определенный сигнал из беспорядочного шума», т. е. изучать все более и более незначительные колебания относительных содержаний акцессор-

ных минералов [4]. Более строгий подход, по Дж. Гриффитсу,— это прежде всего математико-статистический. Безусловно, это очень важная задача, и состоит она не в расширении арсенала применяемых математических методов, а в правильном и широком использовании достаточно традиционных математических методов, уже нашедших применение в геологии. Не менее важной задачей являются анализ и разработка наиболее кардинальных собственно геологических вопросов терригенной минералогии. Без понимания и совершенствования геологических основ ТМ исследований, интерпретации и использования их результатов никакие математические операции с результатами минералогических анализов терригенных компонентов не могут быть эффективными в геологическом отношении. А именно геологической эффективностью, эффективностью использования ТМ исследований для решения конкретных задач геологии и определяются практический смысл и ценность изучения терригенных минералов.

В этой связи необходимо отметить, что одними из первых геологических объектов, в изучении которых началось систематическое применение математических (математико-статистических) методов, были терригенные минералы и их ассоциации в осадочных толщах. Этот факт, безусловно, не случаен — именно в ТМ ассоциациях исключительно наглядно выражен стохастический, вероятностный характер геологических объектов. Вместе с тем столь же очевидно и показательно то, что начавшееся много десятилетий назад применение математических методов не привело к существенному прогрессу в терригенной минералогии, не предотвратило ее ощутимого застоя в последующие годы. Этот факт не случаен. При всем совершенстве математических методов эффективность от их использования не может быть значительной, если соответствующая область недостаточно подготовлена для этого. В содержательном, собственно геологическом отношении понятийный аппарат, научно-теоретические и методические основы терригенной минералогии сейчас мало чем отличаются от существовавших в терригенной минералогии конца XIX — начала XX вв.

Следует полагать, что очевидный спад в развитии ТМ исследований и использовании ТМ методов в палеогеографии, литостратиграфии и некоторых других областях, наметившийся в середине и второй половине XX в., обусловлен не столько недостаточным применением математических методов в ТМ исследованиях, сколько несовершенством геологических основ терригенной минералогии, недостаточной изученностью кардинальных для терригенной минералогии вопросов, касающихся особенностей формирования и эволюции ТМ ассоциаций, характера поведения различных терригенных минералов в ходе осадочного процесса, закономерностей распределения их в осадочных толщах и т. д. Глубокое изучение и обоснованное решение этих вопросов — основные направления дальнейшего развития терри-

генной минералогии.

Оценивая современное состояние ТМ исследований и определяя дальнейшие задачи их развития, необходимо отметить, что эти исследования (если не рассматривать шлихо-минералогические) имели и имеют пока весьма общий, мелкомасштабный, обзорно-рекогносцировочный характер. Например, результат определения источников сноса по терригенным минералам — обычно выявление (зачастую весьма малодоказательное) «питающих провинций», к которым относятся такие гигантские регионы, как Восточно-Европейская платформа, Урал и т. п., или меньшие, но достаточно крупные — Балтийский щит, Украинский щит, Кавказ, Донбасс и др. Аналогичным образом обстоит дело и с корреляционно-стратиграфическими построениями по терригенным минералам [4].

В свете изложенного важнейшей задачей ближайшего будущего в развитии ТМ исследований является существенное повышение их детальности и обоснованности для того, чтобы их результаты могли быть эффективно использованы при проведении средне- и крупномасштабных геолого-съемочных, геолого-поисковых и разведочных работ.

Имеются основания полагать, что терригенная минералогия находится сейчас в начале качественно нового этапа своего развития. Характерные особенности этого этапа: расширение области теоретического и практического использования методов и результатов терригенной минералогии, стремление к повышению степени обоснованности, детальности и точности ее методов и получаемых с их использованием научных и практических результатов, наметившийся переход ТМ исследований с качественного уровня на количественный не только при определении содержания минералов (что сделано уже давно), но и в отношении обработки, интерпретации и использования данных минералогического анализа терригенных компонентов. Несомненно, что отмеченные выше весьма существенные прогрессивные тенденции в развитии терригенной минералогии будут сохраняться и в дальнейшем. Можно ожидать, что результатом этого будет существенное совершенствование и повышение эффективности ТМ методов, которые, с учетом их чрезвычайной простоты и доступности, вновь займут достойное место в ряду наиболее широко используемых и наиболее эффективных фундаментальных методов теоретической и прикладной геологии.

Глава III

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ ТЕРРИГЕННО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ

Предварительные замечания

История возникновения и эволюции терригенных минералов (ТМ) в земной коре делится на ряд последовательных этапов,

на каждом из которых действуют многочисленные геологические факторы, определяющие появление и мобилизацию (высвобождение из коренных пород), сохранение, изменение и уничтожение ТМ, их миграцию и фиксацию в осадке, рассеяние и концентрацию, перемыв или захоронение, переход в ископаемое состояние или же повторное поступление в зону выветривания, денудации и переотложения. Расшифровка, реконструкция этих факторов — одна из важнейших задач терригенной минералогии. Многочисленность этих факторов и их воздействие на ТМ существенно усложняют решение этой задачи, однако игнорирование сложности терригенного седименто- и литогенеза может привести к необоснованным заключениям, к неправильной интерпретации фактических данных, получаемых в результате минералогического анализа ТМ.

Суммируя представления многих исследователей по данному вопросу, отметим, что основными геологическими факторами, определяющими особенности распределения ТМ в осадочных толщах и состава ТМА, являются: 1) исходный состав пород источников сноса (петрофонд), 2) вулканизм, 3) тектоника, 4) рельеф, 5) климат, 6) динамика среды переноса и осаждения вещества, 7) постседиментационные преобразования, 8) седименто- и литогенетические свойства самих минералов.

Необходимо отметить, что в природе существует взаимосвязь между различными геологическими факторами, определяющими особенности протекания и характер продуктов осадочного процесса. Хорошо известна, например, взаимосвязь, существующая между тектоническими и геоморфологическими условиями седиментогенеза, между геоморфологическими условиями и динамикой русловых потоков и т. д. Менее изучены: соотношения между климатическими и гидродинамическими условиями седиментогенеза, проявляющиеся в увеличении «водности», гидродинамической активности и транспортирующей способности русловых потоков прежде всего с увеличением влажности климата, а в областях формирования водно-ледниковых отложений и смежных с ними областях — и с его потеплением, вызывающим усиление таяния льда. Эта взаимосвязь, как показал в 1981 г. И. Б. Флеров, существенно сказывается, в частности, и на процессах россыпеобразования, в том числе на процессах формирования золотоносных россыпей.

При оценке влияния каждого из геологических факторов на формирование и трансформацию состава ТМА необходимо выделить его непосредственное влияние и влияние, оказываемое им через посредство других геологических факторов — путем изменения их характера, интенсивности или длительности проявления. Основное внимание в последующем изложении будет уделено прежде всего непосредственному воздействию различных геологических факторов на состав ТМА осадочных толщ.

Необходимо иметь в виду три особенности действия каждого геологического фактора: 1) характер, направленность; 2) интен-

сивность, 3) длительность. Очень большое значение имеют особенности исходного вещества (его состав, структура, текстура и др.) подвергающегося воздействию того или иного геологического фактора.

Несмотря на весьма значительные усилия геологов в разработке эффективных ТМ критериев диагностики, раздельной оценки влияния различных геологических факторов на состав ТМА, такая методика еще не разработана. Эта «неспособность подразделить и оценить влияние нескольких факторов, контролирующих петрологию песчаников» [11], вызывает неудовлетворенность геологов, занимающихся проблемами терригенной минералогии, и существенно усложняет задачу, стоящую перед автором.

Многие ТМ показатели, используемые в палеогеографических и некоторых других целях, недостаточно обоснованы, не учтено возможное влияние на их величину различных геологических факторов, а не только фактора, для выявления которого они применяются. Принципиально сходная ситуация существует, например, в петрохимии.

Особенности распределения терригенных минералов в осадочных толщах

Выявление закономерностей распределения терригенных минералов — важнейшая задача терригенной минералогии, а результаты, полученные в этой области, — основа всех других положений этой науки. К сожалению, многие данные в этой области пока неизвестны, другие — не вполне достоверны. При отсутствии многих необходимых исходных данных, как считают Ф. Петтиджон, П. Поттер и Р. Сивер, лучше использовать неполные данные, для того чтобы посмотреть, нельзя ли с их помощью наметить какие-либо очевидные тенденции [11].

Для каждой конкретной осадочной толщи или ее части содержание и особенности распределения терригенных минералов зависят от состава пород источников сноса, свойств минералов и условий протекания осадочного процесса.

Это положение все в большей мере осознается исследователями, хотя до сих пор переоценивается значение первого фактора и недооценивается влияние двух других, вплоть до полного их игнорирования и стремления связывать особенности состава ТМА и их изменения лишь с составом пород источников сноса.

Особенности распределения ТМ в осадочных толщах и стратисфере в целом определяются следующими факторами: 1) составом и пространственным распределением (в том числе суммарной площадью выходов) различных коренных пород источников сноса; составом продуктов и интенсивностью (объемом продуктов) председиментационного и синседиментационного

(конседиментационного) вулканизма; 2) тектоно-геоморфологическими, климатическими, фациально-динамическими и другими условиями протекания осадочного процесса, определяющими особенности выведения на поверхность, высвобождения, переноса, осаждения, захоронения и последующего изменения и разрушения минералов; 3) свойствами ТМ, определяющими особенности поведения и сохранность ТМ в ходе осадочного процесса.

По отношению к ТМ факторы первой группы могут быть названы *исходными*, второй — *внешними*, третьей — *внутренними*.

К настоящему времени В. П. Батуриным, П. Босуэллом, В. А. Гроссгеймом, В. П. Казариновым, А. Г. Коссовской, П. Крыниным, А. П. Лисицыным, Н. В. Логвиненко, Н. С. Окновой, Ф. Петтиджоном, А. Б. Роновым, Н. М. Страховым, Ж. Туле, В. Н. Холодовым, В. Д. Шутовым и другими выявлен ряд крупных региональных и глобальных закономерностей в распределении ТМ в осадочных толщах. Установленные в этой области закономерности состоят, главным образом, в определении факторов и условий, ведущих к повышению зрелости и снижению минералогического разнообразия, упрощению состава ТМ ассоциаций. Такими взаимосвязанными факторами и условиями, по данным многочисленных ТМ исследований, являются: 1) уменьшение тектоно-магматической активности, высот и расчлененности рельефа в пределах источников сноса на стадии седиментогенеза и в предшествующее ей время; 2) уменьшение синседиментационной (конседиментационной) вулканической активности; 3) увеличение гумидизации климата в пределах источников сноса; 4) увеличение в составе пород источников сноса доли осадочных пород; 5) увеличение числа циклов переотложения обломочного материала; 6) увеличение удаленности зоны осадконакопления от источников сноса; 7) рост динамической активности среды транспортировки и накопления обломочного материала; 8) удревнение отложений; 9) увеличение глубины погружения отложений; 10) повышение тектоно-магматической активности на постседиментационных этапах литогенеза и связанное с этим повышение интенсивности теплового потока, пластовых температур, направленного давления и других факторов, ведущих к увеличению степени постседиментационного преобразования отложений; 11) поверхностное выветривание отложений.

Именно в этих направлениях происходит частичное или полное уничтожение неустойчивых в химическом и физико-механическом отношении терригенных минералов в породах источников сноса, в транспортируемом и накапливающемся обломочном материале и в отложениях. Соответственно в указанных направлениях уменьшается число минеральных видов в составе ТМ ассоциаций (снижается их минералогическое разнообразие) и увеличивается их химическая и физико-механическая зрелость (измеряемая в общем случае относительным содержани-

ем устойчивых терригенных минералов в составе ТМ ассоциации).

Все эти и многие другие ТМ закономерности устанавливаются по поведению бесчисленного количества разнообразных зерен минералов и носят статистический характер.

Трудно сказать, кто первым сформулировал ту или иную закономерность. Можно отметить лишь, что шестая закономерность, по-видимому, впервые была высказана в 1910 г. А. Вендлом *, а восьмая (приписываемая обычно Ф. Петтиджону) — в 1913 г. Ж. Туле (Ф. Петтиджон в последующем внес значительный вклад в ее обоснование и детализацию). Большинство из этих закономерностей, безусловно, были известны еще в конце XIX — начале XX вв. или, во всяком случае, вполне ясно осознавались специалистами в области терригенной минералогии, хотя в явном виде, может быть, и не все из них были сформулированы в те и даже последующие годы.

Большое значение для познания и генетической интерпретации особенностей распределения ТМ в осадочных толщах имеет выявление статистических закономерностей корреляционной связи между ТМ. Как указал в 1947 г. А. Б. Вистелиус, вопрос о связях между минералами или химическими элементами — один из центральных вопросов геохимии и минералогии. Решение этого вопроса составляет основу методов исследования парагенезисов. Приведем некоторые из имеющихся данных.

М. А. Романова в 1957 г. показала, что в красноцветных отложениях п-ова Челекен терригенные минералы распадаются на две антагонистичные группы и третью, мало зависимую от них, причем внутри каждой из этих групп между минералами существуют устойчивые положительные связи. В первую группу входят циркон, рутил, ильменит и лейкоксен, во вторую — роговая обманка, эпидот и актинолит, в третью — гранат и, возможно, кианит.

В такой группировке, подтверждаемой статистически обработанными результатами многочисленных минералогических анализов, нетрудно увидеть разделение минералов по их плотности и соответственно гидроаэромеханической устойчивости на: 1) минералы с наибольшей плотностью (гидроаэромеханически наиболее устойчивые) — ильменит, лейкоксен, циркон, рутил; 2) минералы с наименьшей плотностью (гидроаэромеханически наименее устойчивые) — роговая обманка, эпидот, актинолит и 3) промежуточный по данным показателям гранат, который, как отмечают М. А. Романова и А. Б. Вистелиус, ведет себя достаточно независимо («индифферентно») в любой обстановке. Отсюда, естественно, напрашивается вывод, что разделение терригенных минералов на «естественные ассоциации» (как их справедливо называет А. Б. Вистелиус) скорее всего (во вся-

* Эта закономерность впоследствии была отмечена многими авторами, в частности В. А. Гроссгеймом, Дж. Гриффитсом и др.

ком случае, в значительной мере) обусловлено процессами гидроаэромеханической минералогической дифференциации обломочного вещества, в результате которой происходит разделение минералов с различными гидроаэромеханическими свойствами.

Принципиально сходные корреляционные связи между ТМ устанавливаются и для многих других отложений — ископаемых и современных.

По данным Т. И. Гуровой и К. С. Кондриной, в юрских отложениях Васюганской нефтегазоносной области Западной Сибири чаще встречаются две антагонистичные группы минералов, в каждой из которых минералы связаны друг с другом положительно: 1) магнетит, ильменит, циркон, титанистые минералы, шпинель; 2) минералы группы эпидота, зеленая роговая обманка.

Н. Я. Тихомирова для верхнекембрийских отложений низовий Енисея установила сильные положительные корреляционные связи между моноклинными и ромбическими пироксенами; амфиболами и эпидотом; рутилом и цирконом и др.

Е. Эль-Шазли, А. Эль-Сиккари и Г. Деббур установили положительную корреляционную связь между содержаниями циркона и рутила в пляжевых отложениях Средиземноморского побережья Египта (результаты изучения 640 проб), причем коэффициент корреляции между ними для различных участков очень высокий (0,78—0,95).

Положительная корреляционная связь между цирконом и рутилом в аллювии Камы (рис. 2), в дельтовых отложениях Нила (рис. 3) является одной из наиболее выдержанных закономерностей в распределении ТМ.

Х. Кнебел и Д. Твичелл, изучившие вариации содержаний тяжелых минералов в современных отложениях троговой зоны каньона Балтимор, установили положительную корреляцию содержаний минералов с близкой плотностью (ставролит — гранат, роговая обманка — ортопироксен) и отметили, что она отражает сортировку терригенного материала течениями.

Ж. Барье показал, что в плейстоценовых донных осадках Бристольского залива выделяются три минеральные группы: 1) турмалин, эпидот и амфиболы; 2) гранат и 3) циркон и рутил, и связал это с влиянием гидродинамических факторов седиментогенеза.

А. Крземинская при изучении современных песчаных отложений Кошалинского залива Балтийского моря проследила отрицательную корреляцию между двумя группами различных по плотности ТМ тяжелой фракции. В первую из этих групп входят амфибол, турмалин, эпидот, кианит, во вторую — гранат, циркон, рутил, рудные минералы.

Принципиальные сходные результаты получили А. И. Айнемер, Т. С. Степанова и В. И. Ушаков для некоторых отложений шельфовых зон Северо-Востока СССР. Так, например, в пляжевых отложениях Золотогорья одна группа ТМ тяжелой фрак-

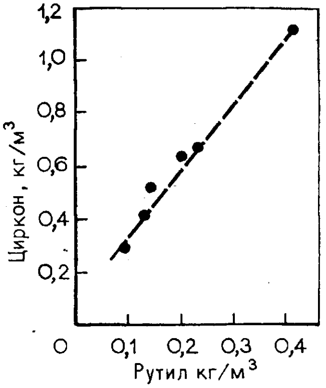


Рис. 2. Зависимость между содержанием циркона и рутила в аллювии (составлено по результатам минералогических анализов Б. С. Лунева и Б. М. Осовецкого)

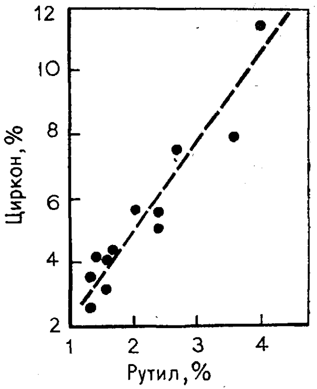


Рис. 3. Зависимость между содержанием циркона и рутила в дельтовых отложениях (составлено по результатам минералогических анализов М. М. Халифа и др.)

ции, связанных между собой сильными и средними положительными корреляционными связями, состоит из титанита, роговой обманки, ромбического пироксена и андалузита (т. е. наиболее легких и соответственно гидродинамически наименее устойчивых ТМ тяжелой фракции), а также включает обладающий несколько более высокой плотностью ставролит, связанный слабыми положительными корреляционными связями с этими минералами и с гранатом, тяготеющим к другой группе положительно связанных ТМ, в состав которой, помимо него, входят ильменит, магнетит, гематит, пирит, касситерит и др., т. е. наиболее тяжелые и соответственно гидродинамически наиболее устойчивые ТМ.

Принципиально близкие результаты получены А. И. Айнемером, Т. В. Степановой и В. И. Ушаковым при изучении отложений койнатхунской свиты на Северо-Востоке СССР. Здесь выделены три группы (ассоциации) ТМ, в каждой из которых минералы связаны между собой устойчивыми положительными корреляционными связями: 1) рудные минералы, анатаз, брукит, рутил и др. (сравнительно наиболее тяжелые); 2) пироксены (моноклинные и ромбические), амфиболы (роговая обманка, актинолит), биотит, эпидот, апатит, турмалин (наиболее легкие в тяжелой фракции) и 3) промежуточные по плотности ТМ тяжелой фракции — титанит, ставролит, гранат, алланит (ортит) (в этой же группе, по данным указанных авторов, оказались также более легкий андалузит и более тяжелый барит).

Такие же или весьма сходные с ними группы ТМ выделяются на основе корреляционного анализа во многих современных и ископаемых отложениях, в частности в отложениях Восточного побережья Флориды (по результатам минералогических анализов Дж. Мартенса) и в других осадочных образованиях. Нет

оснований полагать, что эти и другие весьма различные по географическому распространению, возрасту и генезису отложения связаны с тремя различными источниками сноса, каждый из которых поставлял в зону осадконакопления минералы, обладающие близкой по величине плотностью. Такое предположение представляется малоправдоподобным. Более вероятно, что в каждом из этих случаев мы имеем дело с результатами обычной гидроаэродинамической минералогической дифференциации (сепарации) обломочного вещества, законы которой, естественно, являются общими для различных районов и геологических эпох.

Автором проведена оценка корреляционных связей между различными ТМ современных отложений береговой зоны Восточной Флориды по результатам минералогических анализов Дж. Мартенса (табл. 2).

На основании полученных данных (табл. 3) в составе ТМА отложений береговой зоны Восточной Флориды выделяются следующие группы ТМ.

1. Ильменит (самостоятельно или совместно с лейкоксеном), циркон, рутил, монацит. Между этими минералами существует положительная корреляционная связь. К этой группе тяготеет и гранат, обнаруживающий положительную корреляционную связь с рутилом.

2. Эпидот, силлиманит, роговая обманка, турмалин. Эти минералы, как правило, связаны между собой положительной корреляционной связью (за исключением роговой обманки и турмалина, между которыми значимая корреляционная связь отсутствует). К этой группе тяготеют кианит, обнаруживающий положительную корреляционную связь с эпидотом, и ставролит, обнаруживающий положительную корреляционную связь с турмалином.

Минералы этих двух групп являются антагонистами — между ними существует устойчивая отрицательная корреляционная связь.

3. Гранат и ставролит, связанные сильной положительной корреляционной связью и обнаруживающие в большинстве случаев независимость от минералов первых двух групп, за исключением отмеченных выше положительных связей граната с рутилом и ставролита с турмалином, а также отрицательных связей граната с роговой обманкой и ставролита с цирконом и монацитом.

Отмеченные корреляционные связи между ТМ объясняются величиной гидромеханической устойчивости каждого из минералов и спецификой условий седиментогенеза, существовавших при их накоплении. В условиях повышенной динамической активности среды осадконакопления в осадках береговой зоны концентрируются преимущественно гидромеханически наиболее устойчивые минералы первой группы, обладающие сравнительно высокой, максимальной для данного набора минералов плот-

Таблица 2

Содержание наиболее распространенных терригенных минералов тяжелой фракции прибрежных песков Восточной Флориды, По Дж. Мартенсу (фракция <0,5 мм, % от числа зерен)

Номер обр.	Ильменит	Циркон	Рутил	Эпидот	Ставролит	Силлиманит	Роговая обманка	Турмалин	Кианит	Гранат	Монацит	Содержание тяжелой фракции (%)
1	12	2	1	32	4	6	34	3	1	1	0	0,55
3	27	1	1	33	4	6	12	4	1	1	0	4,6
7	24	3	2	26	6	6	12	3	3	0	0	0,94
9	42	11	5	18	7	6	2	2	1	3	1	1,9
11	26	3	3	26	3	8	12	3	2	1	0	0,75
12	27	7	4	22	3	5	12	2	1	1	1	0,62
16	39	19	4	15	7	4	2	4	1	2	1	0,05
17	43	17	6	13	6	5	2	2	1	2	0	0,71
19	28	4	3	26	5	11	13	4	2	1	0	0,29
20	16	2	1	37	3	7	22	4	2	0	0	0,37
22	16	2	2	38	4	9	21	3	2	0	0	0,36
23	41	7	8	21	4	3	5	3	0	2	1	0,18
24	33	12	5	20	9	6	3	6	1	4	0	0,20
26	30	7	5	23	10	6	7	6	0	4	0	0,30
27	20	5	5	28	15	5	4	11	2	5	0	0,21
28	32	5	6	20	20	2	1	5	1	8	0	2,4
29	35	6	5	20	13	6	2	7	1	4	0	0,50
30	39	16	4	20	7	3	2	4	0	2	1	0,32
31	28	6	4	22	18	6	1	6	1	6	0	0,07
33	33	17	3	25	4	4	6	3	1	2	1	0,01
34	19	6	1	24	10	10	2	21	1	1	2	0,02
35	30	10	2	21	10	9	4	8	1	2	0	0,03
2	55	14	4	10	4	1	2	1	2	1	2	67
4	53	14	4	15	4	0	2	0	0	1	1	55
5	62	25	3	4	1	0	0	0	0	1	3	92
6	55	29	4	5	2	0	0	0	0	1	2	88
8	53	31	6	2	1	0	0	0	0	1	4	90
10	56	23	5	5	2	1	0	1	1	2	4	24
13	56	19	8	5	3	1	0	0	1	1	2	70
14	43	8	4	19	6	4	2	2	2	2	1	6
15	46	6	4	18	5	2	3	2	2	1	2	24
18	53	11	5	15	4	3	1	1	1	1	1	14
25	44	39	10	1	2	0	0	0	0	2	2	86
32	41	10	8	12	19	1	0	1	0	8	0	28

Таблица 3

Значения выборочного коэффициента корреляции r_{xy} между терригенными минералами тяжелой фракции прибрежных песков Восточной Флориды *

Минералы	Циркон	Рутил	Эпидот	Ставролит	Силлиманит	Роговая обманка	Турмалин	Кианит	Гранат	Монацит
Ильменит **	+0,71	+0,52	—0,89	—0,32	—0,80	—0,72	—0,59	—0,44	—0,06	+0,70
Циркон		+0,52	—0,86	—0,38	—0,69	—0,56	—0,43	—0,57	—0,11	+0,72
Рутил			—0,65	+0,15	—0,59	—0,59	—0,36	—0,46	+0,44	+0,24
Эпидот				+0,20	+0,78	+0,75	+0,44	+0,52	—0,07	—0,74
Ставролит					+0,19	—0,23	+0,48	0,00	+0,89	—0,51
Силлиманит						+0,48	+0,54	+0,28	—0,11	—0,62
Роговая обманка							—0,09	+0,29	—0,37	—0,48
Турмалин								—0,04	+0,19	—0,27
Кианит									—0,25	—0,43
Гранат										—0,32

* Значимыми (при $\alpha=0{,}05$) являются значения $|r_{xy}| \geqslant 0{,}34$.

** Весьма близкие к приведенным значения r_{xy} получаются, если вместо ильменита учитывать сумму ильменит+лейкоксен (содержание лейкоксена в рассматриваемых отложениях, по данным Дж. Мартенса, составляет 0—6 %, в большинстве случаев 0—2 %).

ностью. Гидромеханически существенно менее устойчивые ТМ второй группы, обладающие сравнительно низкой, минимальной для данного набора минералов * плотностью, подвергаются при этом частичному или полному выносу. И лишь в условиях относительно слабой динамики создается возможность концентрации в осадке минералов второй группы. Гранат и ставролит, обладающие промежуточной по величине плотностью и в связи с этим также промежуточной величной гидромеханической устойчивости, ведут себя индифферентно, независимо от минералов первых двух групп в условиях меняющейся динамической активности среды осадконакопления, хотя в особенностях поведения и взаимоотношения с другими минералами плотностные свойства и этих минералов играют значительную роль. Обладающий большей плотностью гранат тяготеет к минералам первой группы, тогда как ставролит, имеющий меньшую плотность, более близок к минералам второй группы (см. табл. 3).

Принципиально близкие результаты дает оценка коэффициента корреляции между ТМ и для многих других современных и ископаемых осадочных образований. Приведем в этой связи, в частности, результаты, полученные автором при изучении голоценового аллювия (табл. 4 и 5). На основании этих результатов сделаны следующие выводы.

В составе ТМА голоценового аллювия выделяются группы прозрачных ТМ тяжелой фракции: 1) циркон, рутил; 2) ставролит, силлиманит, кианит, турмалин; 3) альмандин. Между минералами первой группы существует значимая (при 5 %-ном уровне) положительная связь. Между всеми минералами второй группы также существует положительная связь. Минералы первой и второй групп являются антагонистами в условиях механического аллювиального седиментогенеза. Между ними в большинстве случаев (за исключением связи между кианитом и рутилом) существует значимая даже при 1 %-ном уровне значимости отрицательная связь (согласно приведенным в таблицах математической статистики данным, при объеме выборки $N=30$ критическое значение $|r_{xy}|_{0,01}=0,46$). Промежуточное между этими группами положение занимает альмандин, не обнаруживающий в рассматриваемом случае значимых корреляционных связей с большинством минералов тяжелой фракции. Он, как и в современных песках береговой зоны Восточной Флориды, по-видимому, тяготеет к минералам первой группы и антагонистичен минералам второй группы, с двумя из которых (кианит, турмалин) он обнаруживает значимые при 5 %-ном уровне значимости отрицательные связи.

В данном случае главными причинами, определяющими характер корреляционных связей между ТМ, являются литодина-

* Отчасти пластинчатой формы зерен, снижающей их гидромеханическую устойчивость.

Таблица 4

Содержание основных прозрачных терригенных минералов тяжелой фракции голоценового аллювия (фракция —0,25+0,01 мм, в % к числу зерен)

Номер обр.	Ставролит	Силлиманит	Кианит	Циркон	Турмалин	Рутил	Альмандин
1	4	4	6	20	2	13	6
2	16	14	21	7	11	2	5
3	14	16	16	5	7	6	4
4	13	15	20	1	10	4	6
5	11	16	14	5	12	7	5
6	9	14	15	10	7	13	8
7	9	12	11	8	6	9	5
8	22	16	9	3	10	+	10
9	6	9	14	8	4	16	6
10	5	13	8	14	3	3	17
11	9	16	15	10	6	7	7
12	16	20	14	3	8	2	10
13	3	10	15	8	4	10	11
14	8	16	12	7	5	10	10
15	10	12	12	9	5	11	14
16	4	10	11	16	2	10	10
17	7	15	17	8	6	11	10
18	8	14	16	8	7	13	6
19	11	11	12	6	8	4	6
20	9	15	13	9	8	9	8
21	5	18	11	15	5	4	11
22	7	15	12	11	5	9	11
23	4	12	14	13	3	13	10
24	6	18	13	4	5	6	8
25	4	12	13	10	5	13	11
26	5	12	9	7	7	13	5
27	5	11	8	11	4	11	9
28	4	12	8	9	5	9	10
29	4	12	12	13	4	12	9
30	4	11	10	7	6	13	15

мические условия седиментогенеза и гидромеханические особенности ТМ.

Отметим, что результаты корреляционного анализа ТМ прибрежно-морских и аллювиальных отложений согласуются и практически совпадают с результатами (частично приведенными выше) многих подобных исследований, выполненных различными исследователями, для отложений различного территориального распространения, возраста и генезиса. Накопленное значительное количество данных в этой области и весьма высокая степень согласованности между ними для различных отложений указывают на то, что они достоверны и отражают реальные, действительно существующие в природе закономерности состава и формирования ТМА.

А. Е. Ферсман писал, что свойства атома и его строение определяют законы сочетания и распределения как самих эле-

Таблица 5

Значения выборочного коэффициента корреляции r_{xy} между прозрачными терригенными минералами тяжелой фракции голоценового аллювия *

Минералы	Силлиманит	Кианит	Циркон	Турмалин	Рутил	Альмандин
Ставролит	+0,51	+0,38	—0,64	+0,78	—0,69	—0,31
Силлиманит		+0,40	—0,55	+0,52	—0,59	0,00
Кианит			—0,48	+0,50	—0,16	—0,37
Циркон				—0,74	+0,39	+0,27
Турмалин					—0,52	—0,44
Рутил						0,00

* Значимыми (при $\alpha=0{,}05$) являются значения $|r_{xy}| \geq 0{,}36$.

ментов, так и минералов. В соответствии с изложенным выше, в терригенной минералогии можно сформулировать гомологичное этому положение: свойства терригенных минералов в значительной мере определяют законы сочетания и распределения как самих терригенных минералов, так и их ассоциаций в осадочных толщах.

При этом характер корреляционной связи между ТМ определяется сходством или различием их свойств, определяющих особенности их поведения в ходе осадочного процесса. Терригенные минералы, сходные по свойствам и особенностям поведения в ходе осадочного процесса (например, циркон и рутил), как правило, связаны положительной связью, а различные по седименто- и литогенетическим свойствам ТМ (например, циркон и роговая обманка) обнаруживают, как правило, отрицательную корреляционную связь. Сила корреляционной связи между ТМ определяется степенью, сходства (или различия) седименто- и литогенетических свойств ТМ и степенью, глубиной проявления процессов минералогической дифференциации обломочного вещества в ходе седименто- и литогенеза.

Корреляционные связи между ТМ отражают в каждом конкретном случае специфику формирования и эволюции ТМА и должны учитываться при разработке и совершенствовании методики палеогеографических, корреляционно-стратиграфических и других геологических построений по терригенным минералам.

Исходный состав пород источников сноса (петрофонд)

Ф. Петтиджон [10] указывает, что основным фактором, определяющим минеральный состав песчаников, является характер исходных пород, минеральный состав источников сноса. Аналогичная, вполне естественная позиция отражена в подавляющем большинстве работ по терригенной минералогии.

Соглашаясь в целом с приведенным высказыванием, подчеркнем, что минеральный состав песчаников практически никогда не повторяет состав источников сноса. Как указывают и Ф. Петтиджон и другие исследователи, он определяется и рядом геологических факторов. Это, с одной стороны, существенно усложняет реконструкцию источников сноса, а с другой — дает возможность реконструировать другие факторы седименто- и литогенеза по терригенным минералам.

Исходные породы источников сноса (питающих провинций) именуются в данной работе *петрофондом* (термин И. В. Хворовой).

Уточняя приведенное определение, отметим, что петрофондом здесь и далее именуется сходный (первичный) состав материнских пород источников сноса до изменения вторичными (в частности, гипергенными) процессами осадочного цикла. Области распространения пород источников сноса, в соответствии с общепринятой терминологией, именуются питающими провинциями.

Влияние петрофонда того или иного состава в значительной мере определяется тектоническими процессами, которые контролируют распределение областей размыва и осадконакопления, интенсивность протекания этих процессов, глубину эрозионного среза в пределах областей сноса и выведение на дневную поверхность пород того или иного состава, а также другие геологические процессы, которые прямо или косвенно влияют на то, какие породы и в каком объеме подвергаются размыву.

Данный фактор оказывает значительное влияние на особенности ТМА, в огромной мере предопределяя качественный состав (видовой набор) ТМ, количественные соотношения между ними и важнейшие первичные типоморфные особенности каждого минерала. Именно действием данного фактора обусловлены многие локальные, региональные и глобальные особенности распределения терригенных минералов в осадочной оболочке Земли.

Показательный пример, установленный А. Б. Роновым, М. С. Михайловской, И. И. Солодковой, В. А. Гроссгеймом, Н. С. Окновой и другими авторами,— особенности распределения ТМ в осадочном чехле Восточно-Европейской платформы, связанные с последовательной сменой преимущественного влияния региональных источников сноса (особенно Балтийского щита и Урала), сложенных различными по составу породами (метаморфическими породами средней и высокой степени метаморфизма; метаморфическими породами низкой степени метаморфизма, основными и ультраосновными магматическими породами и др.).

Другой пример — отмеченная Х. Вийдингом смена состава ТМА в разрезе осадочных пород южного склона Балтийского щита, связанная с последовательным увеличением глубины эрозионного среза щита, выведением на дневную поверхность и во-

влечением в размыв метаморфических пород все более глубоких зон метаморфизма.

Важные глобальные закономерности эволюции состава ассоциаций породообразующих ТМ песчаных отложений, связанные с эволюцией магматизма и соответственно состава пород питающих провинций, установлены А. Б. Роновым, В. Н. Холодовым и др.

Между первичным минеральным составом пород питающих провинций и составом ТМА осадочных образований, возникающих за счет материала этих пород и продуктов их выветривания, могут наблюдаться количественные и качественные различия. Количественные различия в содержании каждого отдельного минерала могут быть исключительно велики.

Например, по данным Ю. А. Павлидиса, при содержании 1,6 % титаномагнетита в породах источника сноса его содержание в отложениях, возникших за счет материала этого источника, может составлять более 96 %, т. е. различия в содержании этого минерала в составе пород источника сноса и возникших из материала источника отложений могут составлять 60 раз и более.

По Ю. Д. Шуйскому, на отдельных участках береговой зоны Балтийского моря по сравнению с составом размываемых исходных пород, содержание ильменита и лейкоксена в осадках возрастает в 143, рутила в 383, циркона в 754 раза. Соответственно в этих отложениях уменьшается относительное содержание других минералов, обладающих более низкой плотностью.

Все это не позволяет без дополнительных исследований проводить прямую аналогию между количественным минеральным составом отложений и пород источников сноса и указывает на необходимость разработки более совершенной и надежной методики определения источников сноса по минеральному составу ассоциаций терригенных компонентов.

Характеристика петрофондовой принадлежности ТМ приведена во многих работах (особенно в минералогических сводках). Приводимые в этих работах сведения в основном достаточно близки. Однако нередки и значительные расхождения в указываемой различными авторами преимущественной петрофондовой принадлежности отдельных ТМ. Имеющиеся сведения в большинстве случаев носят качественный характер. Наиболее представительные данные о количественном содержании акцессорных минералов в породах различного типа получены В. В. Ляховичем. Сведения о содержании наиболее распространенных акцессорных минералов в коренных породах различного типа приведены в табл. 6. В работах В. В. Ляховича и других авторов содержатся весьма существенные для геолого-поисковых целей и петрофондовых реконструкций количественные данные об особенностях типоморфизма (точнее типохимизма).

Таблица 6

Среднее содержание акцессорных минералов, г/т (по В. В. Ляховичу и Р. П. Тихоненковой)

Минералы	Граниты	Граниты биотитовые	Щелочные породы: нафелинсиенитовой формации	Щелочные породы: щелочногранитоидной формации	Габбро	Метаморфические породы
Алланит (ортит)	72,3	65,2	—	1100,0	0,1	1,5
Анатаз		4,6	—	—	—	
Апатит	21,8	447,6	5985,4	1254,0	1603,5	577,0
Арсенопирит	26,5	0,8	0,3	—	2,8	
Брукит		0,4	—	—	—	
Вольфрамит	0,03	0,3	—	—	—	—
Галенит	1,4	0,2	9,3	5,0	0,1	—
Гематит		39,3	9,3	1300,0	0,2	
Гранат	50,2	67,3	34,0	2293,0	2,3	6890,0
Ильменит	34,2	360,3	7266,1	621,0	3213,5	692,0
Ильменорутил		1,3	—	—	—	—
Касситерит	0,4	0,1	—	—	—	—
Колумбит		2,3	—	—	—	—
Ксенотим	0,6	1,7	—	2,0	0,01	
Лопарит	—	—	2170,0	—	—	—
Магнетит	153,0	1396,7	3898,5	2771,0	94 255,0	684,0
Молибденит	0,7	0,2	0,2	—	0,02	—
Монацит	26,6	30,7	3,7	3,0	0,2	35,0
Пирит		9,1	52,8	320,0	126,2	7,2
Пирохлор		—	28,3	172,0	—	—
Пирротин		5,3	311,1	96,0	113,6	
Рутил	0,3	5,8	0,1	4,0	1,3	
Сподумен	—	0,7	—	—	—	—
Сфалерит	5,4	0,2	19,5	3,0	2,8	—
Танталониобаты		0,6	—	—	—	—
Титанит	110,0	312,6	14 727,0	772,0	2026,1	107,0
Топаз	—	0,2	—	—	0,1	—
Торит	0,1	1,4	—	0,3	—	—
Турмалин		262,2	—	—	0,01	
Уранинит	1,2	0,6	—	—	—	—
Флюорит	15,7	77,5	58,4	7500,0	2,8	0,2
Халькопирит	6,2	0,7	0,9	2,5	11,8	
Циркон	117,8	115,6	133,9	3476,0	35,2	58,0
Шеелит	0,2	0,3	—	—	—	—
Шпинель		0,1	—	—	0,2	—
Эвксенит		0,6	—	—	—	—
Эпидот	3,1	147,9	—	—	258,5	187,0

Примечание. Содержания акцессорных минералов в щелочных породах указаны по данным Р. П. Тихоненковой. Остальные сведения приведены по В. В. Ляховичу.

По преобладающему составу пород можно выделить основные петрографические типы питающих провинций (табл. 7).

При разделении ТМ по исходной генетической принадлежности в пределах последнего петрофондового класса целесообразно выделить особым подклассом такие терригенные минералы-индикаторы, для которых более древние осадочные породы являются местом возникновения (а не промежуточными или вторичными коллекторами). К числу этих ТМ относятся переотложенные зерна регенерированного кварца, глауконита, кальцита, доломита, гипса, нередко — барита, анатаза и др. Существенная трудность при этом нередко состоит в установлении переотложенного, а не аутигенного характера этих минералов в осадочных толщах.

Необходимо затронуть также вопрос о *вулканогенном источнике* обломочного вещества. Как было отмечено выше, *непереотложенный* вулканогенный материал не является терригенным, а *переотложенный* (как любой другой), независимо от времени проявления вулканизма, считается терригенным. Поэтому вулканизм, предшествующий осадконакоплению, в том числе непосредственно предшествующий ему, практически синхронно образованный (или субсинхронно) с ним, синседиментационный или, как принято говорить, конседиментационный, также представляет собой один из факторов, определяющий состав ТМА. Справедливо указание Ф. Петтиджона, П. Поттера и Р. Сивера [11] о том, что пирокластика и лавы являются важными источниками терригенного обломочного материала. По условиям возникновения этот материал вулканогенный. Однако дальнейшая история, условия вторичного накопления и наблюдаемое в настоящее время залегание свидетельствуют о его терригенном образовании. Поскольку вулканизм является поставщиком терригенного материала, то он (вулканизм) может быть объединен с другими (глубинными магматическими, регионально- и контактово-метаморфическими и другими) источниками в пределах общего понятия петрофонда. Однако конседиментационный вулканизм — весьма специфический источник терригенного материала, отличающийся от других источников, в том числе и от более древних вулканогенных образований.

Более древние вулканогенные образования, как и иные по происхождению породы источников сноса (глубинные магматические и др.), в течение времени, предшествующего осадконакоплению, испытывают или могут испытывать воздействие процессов поверхностного выветривания, связанного с климатическими и тектоно-геоморфологическими условиями (а также деятельностью организмов и др.), и отражают это воздействие. Попадающие после некоторого переотложения в осадок продукты конседиментационного вулканизма в значительной мере, а иногда полностью минуют это воздействие. Сказанное определяет необходимость раздельного учета терригенного материала этих источников. Однако полное их разграничение в ископаемых

Таблица 7

Основные петрографические типы питающих провинций и их минералы-индикаторы

Петрографический тип	Обозначение	Преобладающий класс и тип пород	Типоморфные минералы-индикаторы
Гранитоидный (салический)	*a*	Кислые, средние и щелочные магматические и подобные им по составу породы и связанные с ними пегматиты, пневматолито-гидротермальные и контактово-метасоматические образования	Кварц, калишпаты, кислые плагиоклазы, мусковит, биотит, роговая обманка, щелочные амфиболы и пироксены, циркон, турмалин, апатит, монацит, ксенотим, касситерит, топаз, титанит, флюорит
Базитовый (мафический)	*b*	Основные и ультраосновные магматические и подобные им по составу породы и связанные с ними поздне- и постмагматические и контактово-метасоматические образования	Основные плагиоклазы, пироксены, оливин, хромит, шпинель, магнетит, титаномагнетит, ильменит, пироп
Метаморфический	*m*	Разнообразные по составу кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты, кварциты и другие породы различных зон и типов регионального и локального метаморфизма	Кварц, кианит, ставролит, силлиманит, андалузит, тремолит, актинолит, глаукофан, минералы группы эпидота, альмандин, хлоритоид, корунд
Осадочный	*s*	Древние осадочные пооды различного состава	Переотложенные кварц (особенно показательны переотложенные зерна регенерированного кварца), глауконит, кальцит, доломит, циркон, рутил, турмалин, барит, анатаз и др.

отложениях нередко затруднительно. Это усложняет палеоклиматические, палеогеоморфологические, палеотектонические и иные реконструкции по терригенным минералам. Учитывая низкую и весьма низкую химическую устойчивость в поверхностных условиях основных и средних плагиоклазов, санидина, оливина и других минералов, можно полагать, что присутствие этих минералов в осадочных образованиях связано с синхронной или субсинхронной с осадконакоплением (конседиментационной) вулканической деятельностью. Особенно надежными индикаторами конседиментационного вулканизма эти минералы являются в тех случаях, когда они представлены в отложениях достаточно свежими, мало измененными идиоморфными зернами, как, например, в нижнемеловых песчаниках свиты Клируотер в провинции Альберта, Канада (данные П. Путнама и М. Педскални). Но и в тех случаях, когда эти минералы изменены, нельзя исключить вероятность проявления конседиментационного вулканизма, поскольку изменения минералов могут быть обусловлены более поздними постседиментационными процессами. При этом важно учитывать наличие и других индикаторных признаков конседиментационного вулканизма — присутствие неокатанных обломков вулканогенных минералов и горных пород, вулканического стекла, их сохранность и т. д. Из минеральных индикаторов частиц пеплового или туфового материала Х. А. Вийдинг, Дж. Хьюберт и другие авторы указывают идиоморфные (неаутигенные) кристаллы апатита, коричневого или темно-коричневого биотита, циркона, роговой обманки, авгита, β-кварца, которые особенно показательны, если встречаются совместно.

Тектоника и рельеф

Существенный фактор терригенного осадко- и породообразования — тектонический режим области осадконакопления и сопредельных с ней областей сноса. Его влияние на состав ТМА, как и на характер осадочных толщ, многогранно и проявляется на различных стадиях осадочного процесса. Именно тектонические и непосредственно связанные с ними геоморфологические условия определяют пространственное распределение областей денудации и осадконакопления для каждого отрезка геологического времени, выведение тех или иных пород в зону денудации и глубину их эрозионного среза, направления и дальность транспортировки обломочного материала, интенсивность процессов денудации и аккумуляции, соотношение между процессами денудации и химического выветривания пород, скорость прогибания областей осадконакопления, мощность отложений, глубину их погружения и связанную с ней скорость прохождения отложениями стадий и этапов седименто-, диа-, ката- и метагенеза, степень постседиментационного преобразования осадочных толщ и т. д.

Тектонический режим, представляющий собой «надфактор» («суперфактор»), определяющий важнейшие особенности протекания осадочного процесса, оказывает значительное влияние на формирование и эволюцию состава ТМ ассоциаций осадочных толщ, но не непосредственно, а через такой геологический фактор, как, например, рельеф. Именно в восстановлении рельефа, его характере и эволюции — основной путь крупных палеотектонических реконструкций по терригенным материалам. Поэтому данный фактор терригенного седименто- и литогенеза целесообразно рассматривать в качестве единого тектоно-геоморфологического фактора. По Б. С. Луневу, Г. А. Каледе, Н. Н. Ведерникову, В. В. Жукову, В. Ф. Кривоносу, С. Г. Мирчинку, В. Е. Некосу, Б. М. Осовецкому и другим, даже локальные тектонические движения существенно влияют на динамику водных потоков и определяют особенности состава ТМА накапливающихся осадков. Это влияние проявляется и в тех случаях, когда возникающие и развивающиеся локальные тектонические структуры не получают явного геоморфологического выражения, нивелируясь денудационно-аккумулятивными процессами.

Влияние тектоно-геоморфологических условий учитывается далеко не всегда при палеогеографических и иных построениях по ТМ. Данный фактор во многих случаях — весьма существенная причина различий в составе ТМА осадочных образований. Примером, иллюстрирующим справедливость этого положения, обоснованного ранее фундаментальными исследованиями Н. М. Страхова, А. Б. Ронова, В. П. Казаринова, Н. В. Логвиненко, С. В. Тихомирова, П. Крынина, Ф. Петтиджона и других литологов, являются, в частности, нижне- и среднекаменноугольные терригенные отложения Калбинского синклинория. Как показали Н. П. Киселев и В. Д. Тян, видовой набор ТМ тяжелой фракции этих отложений весьма выдержан (главным образом, ильменит, эпидот, пироксены и амфиболы), что указывает на тождественность или близость состава пород источников сноса для разновозрастных отложений осадочной толщи. Однако количественные соотношения между различными ТМ испытывают по разрезу значительные колебания. По данным указанных авторов, нижние части всех стратиграфических подразделений характеризуются господством группы неустойчивых минералов, а в верхних горизонтах каждой свиты значительно увеличивается содержание устойчивых ильменита и циркона. Эту закономерность Н. П. Киселев и В. Д. Тян связывают с процессами тектонической активизации на рубеже хроностратиграфических интервалов и с усиленной интенсивностью денудационно-аккумулятивных процессов на начальных этапах формирования каждой свиты, в результате чего процессы поверхностного химического выветривания не успевают проявиться достаточно глубоко и в осадок поступает большое количество химически относительно неустойчивых ТМ (пироксенов, амфиболов, эпидота).

Роль тектоники в формировании и эволюции состава ТМА осадочных толщ отнюдь не ограничивается стадией седиментогенеза (в понимании Н. М. Страхова и др.), а является весьма существенной на всех стадиях осадочного процесса, включая длительную постседиментационную историю существования ТМ.

Анализируя имеющиеся данные об особенностях состава ТМА близких по возрасту и глубине залегания отложений, развитых в различных тектонических зонах, прежде всего в складчатых областях и чехле древних платформ, в зонах интенсивного сжатия и в пределах относительно стабильных плит, можно полагать, что, хотя процессы постседиментационного внутрислойного растворения (ПВР) ТМ в той или иной мере проявляются практически повсеместно, наиболее интенсивно эти процессы, как показали А. В. Копелиович, А. Г. Коссовская, Н. В. Логвиненко, В. Н. Шванов, В. Д. Шутов и ряд других авторов, наблюдаются в тектонически наиболее активных складчатых зонах, в обстановке стресса. Суждение о ведущей роли направленного, одностороннего давления в определении степени ПВР обломочного вещества существенно дополняет представления П. Босуэлла и Ф. Петтиджона, согласно которым постседиментационная эволюция ТМА, сохранение или же уничтожение ТМ в условиях ПВР определяются лишь химическими свойствами присутствующих в отложениях поровых флюидов, температурой и значениями pH, а также свойствами минералов [10].

Климат

Многие исследователи придают весьма большое значение влиянию климатического фактора на состав ТМА осадков, но В. П. Батурин, Ф. Петтиджон, У. Твенхофел и другие указывают на трудность доказательства и определения действительного его значения. Некоторые авторы, признавая исключительно большое воздействие климатического фактора в формировании континентальных отложений, фактически отрицают его влияние на состав донных осадков морей и океанов (Н. М. Страхов, В. П. Васильев). Дело не столько в позиции исследователя, сколько в том, на чем она основывается, в какой мере подтверждается фактическим материалом. Так, хотя В. П. Васильев [2] отклоняет точку зрения о существенном влиянии климата на состав терригенной части донных осадков, фактические данные, приведенные в его работе, полностью ее подтверждают.

Влияние климатических условий на состав ТМА, как известно, проявляется главным образом в поверхностном химическом выветривании относительно неустойчивых минеральных компонентов. Ход процессов поверхностного выветривания в значительной степени зависит от биологической (биохимической) деятельности, во многом также определяемой климатическими условиями.

Оценивая влияние климата на состав терригенной части осадков, необходимо учитывать, что климатическое воздействие на породы источников сноса даже в тропических областях по разным причинам далеко не всегда достигает полного завершения и приводит к уничтожению всех химически относительно неустойчивых минералов, за исключением минералов группы сверхустойчивых (циркон, рутил, турмалин и кварц). Неполная завершенность процессов химического выветривания, особенно естественная для современных осадочных образований и в областях с активной тектонической деятельностью, расчлененным рельефом и вулканизмом, разумеется, не дает оснований отрицать климатическое воздействие на породы, не указывает на то, что климатический фактор вообще не влияет (или влияет в равной мере в различных климатических зонах) на формирование состава обломочной части отложений.

Как выявить влияние климатического фактора на состав ТМА или доказать отсутствие такого влияния? С этой целью естественно было бы выбрать для примера формировавшиеся в различных климатических условиях разновозрастные отложения одного седиментационного бассейна, связанного с одними и теми же по составу породами источников сноса. Это позволило бы в значительной мере исключить возможное влияние петрофондовых различий на состав ТМА сопоставляемых осадочных образований. При этом, разумеется, желательно, чтобы и другие (прежде всего тектоно-геоморфологические) условия формирования сопоставляемых отложений были достаточно сходными, а климатические условия седиментогенеза определялись по комплексу минералогических (аутигенные и глинистые минералы), геохимических, палеонтологических и других данных, независимых от данных по ТМА. Такой подход позволил бы выделить влияние климатического фактора на состав терригенных компонентов, так сказать, в чистом виде и вполне обоснованно решить вопрос о существенном или несущественном климатическом воздействии на состав ТМА.

В. П. Васильев [2], однако, оперируя данными о близких по возрасту современным отложениям разных климатических зон, вынужден сопоставлять между собой отложения, формирование которых связано с различными источниками сноса. Такое сопоставление при соблюдении определенных условий вполне возможно и правомерно. В. П. Васильев, исследовавший лишь весьма близкие по плотности легкие терригенные минералы и оперирующий значениями кварц-полевошпатового отношения (КПО), подчеркивает, что в подобных случаях необходимо использовать при минералогических сопоставлениях не непосредственно КПО, а степень его изменения в донных морских осадках по сравнению с коренными породами питающих провинций [2], т. е. с теми породами, материал которых явился исходным при формировании сопоставляемых отложений. К со-

жалению, В. П. Васильеву не удалось в полной мере реализовать этот эффективный методический подход.

Объективное и обоснованное решение вопроса о роли климатического фактора в формировании ТМА ни в коем случае *не может осуществляться безотносительно к исходному составу пород источников сноса* без соответствующего учета петрофондовых данных. Поэтому приводимые В. П. Васильевым в качестве аргумента данные о наличии кварцевых песков в зоне ледового седиментогенеза (по Дж. Кемпбеллу, Д. Кларку и др.) и о широком распространении и преобладании химически неустойчивых терригенных компонентов в некоторых отложениях тропических областей (по П. Крынину и др.) отнюдь *не являются достаточным аргументом для отрицания значительной роли климатического фактора в формировании ТМ ассоциаций,* поскольку исходный материал для этих отложений был существенно различным. При олигомиктовом и мономинерально-кварцевом составе исходных пород источников сноса зрелость ТМА легкой фракции осадков будет исключительно высокой и при отсутствии интенсивного и глубокого климатического воздействия на эти породы при ледовом типе седиментогенеза. При весьма «незрелом» исходном составе пород источников сноса даже весьма интенсивное климатическое воздействие на эти породы не сразу и не всегда приводит к полному уничтожению всех химически неустойчивых компонентов (этому уничтожению, как известно, могут препятствовать и процессы активного тектогенеза). В результате этого зрелость ТМА отложений тропической зоны в тех или иных случаях может быть значительно меньшей, чем зрелость ТМА отложений зоны ледового седиментогенеза. Однако для оценки роли климатического фактора при различном исходном составе пород источников сноса *абсолютные* величины любых показателей зрелости ТМА (в частности, кварц-полевошпатовое отношение) сами по себе не имеют существенного значения, не являясь эффективными показателями. Лишь оценка и сопоставление *степени изменения* зрелости компонентов в отложениях, *по сравенению с исходными породами*, могут дать вполне обоснованный ответ на интересующий нас вопрос.

В качестве одного из возможных показателей роли климатического фактора в формировании состава ТМА отложений естественно использовать отношение величины кварц-полевошпатового отношения осадка ($КПО_о$) к величине кварц-полевошпатового отношения исходных для этого осадка коренных пород источников сноса, т. е. петрофонда ($КПО_п$).

С учетом изложенного, обратимся к анализу фактических данных, содержащихся в работе В. П. Васильева [2].

Приведенные В. П. Васильевым данные об отложениях в северо-западной части Черного моря и о породах источников сноса не показательны и не могут однозначно интерпретироваться. Легкая фракция пород источников сноса для этих отложений,

Таблица 8

Показатели зрелости алевритовой фракции современных отложений Белого моря и исходных пород источников сноса (вычислено по данным В. П. Васильева)

Породы, осадки	КПО	$КПО_о/КПО_п$
Кайнозойские песчно-глинистые отложения побережья Белого моря	$\frac{1,1}{0,5-2,2}$	—
Современные осадки шельфа Белого моря	$\frac{1,2}{0,5-2,9}$	1,1
Современные осадки пляжей и мелководного берегового склона Белого моря	$\frac{1,1}{0,4-3,6}$	1,0

Примечание. В числителе указаны средние данные, в знаменателе — пределы колебаний. Коэффициент $КПО_о/КПО_п$ рассчитан на основе средних даных.

как указывает В. П. Васильев, состоит преимущественно из кварца. В связи с таким составом исходных пород весьма высокие значения КПО для современных отложений региона еще не могут свидетельствовать о существенном воздействии современного климата на эти породы. Однако эти факты никоим образом не являются основанием отрицать значимость такого воздействия.

Более показательны данные о современных отложениях шельфа Кубы и Белого моря, поскольку КПО для исходных пород источников сноса в этих районах не столь велико и позволяет выявить климатическое воздействие на эти породы. Кроме того, эти области относятся к разным климатическим зонам с существенно различными климатическими условиями седиментогенеза, что также способствует установлению влияния климатического фактора на состав ТМА.

Как видно из данных, приведенных в табл. 8 и 9, во всех отложениях (исключение — шельфовые отложения зал. Гуанаакабибес) значение $КПО_о$ для шельфовых отложений Кубы превосходит (в подавляющем большинстве от 5 до 174 раз) даже максимальные значения $КПО_п$ исходных пород, в то время как для отложений Белого моря и исходных для них пород источников сноса значения КПО ($КПО_о$ и $КПО_п$) практически не отличаются (отношение $КПО_о/КПО_п$, рассчитанное на основе средних значений КПО, для беломорских отложений равно или весьма близко к единице).

Эти данные свидетельствуют о существенном различии степени климатического воздействия на породы источников сноса и о влиянии этого воздействия на состав ТМА формирующихся в этих районах отложений (весьма значительно воздействие

Таблица 9

Показатели зрелости алевритовой фракции современных отложений кубинского шельфа и исходных коренных пород источников сноса (вычислено по данным В. П. Васильева)

Породы, осадки	$КПО_{макс}$	$КПО_{ср}$	$КПО_{о, макс}/КПО_{п, макс}$	$КПО_{о, ср}/КПО_{п, макс}$
Коренные породы Восточной Кубы	0,50	—	—	—
Современные отложения Восточной Кубы (пляж и подводный береговой склон)	84,0	4,19	168,0	8,4
Современные отложения шельфа зал. Гуаканаябо	16,8	2,90	33,6	5,8
Коренные породы Центральной Кубы	0,50	—	—	—
Современные отложения Центральной Кубы (пляж и подводный береговой склон)	87,0	8,30	174,0	16,6
Современные отложения шельфа зал. Анна-Мария	17,7	4,91	35,4	9,8
Коренные породы Западной Кубы	7,0	—	—	—
Современные отложения Западной Кубы (пляж и подводный береговой склон)	120,2	11,12	17,2	1,6
Современные отложения шельфа зал. Гуанаакабибес	11,2	7,36	1,6	1,05
Современные отложения шельфа зал. Батабано	244,5	36,05	34,9	5,1
Коренные породы острова Пинос	16,0	—	—	—
Современные отложения острова Пинос (пляж и подводный береговой склон)	248,0	124,75	15,5	7,8

климата на Кубе и весьма незначительно в бассейне Белого моря).

Анализируя эти данные, необходимо отметить, кроме того, что практически полное совпадение значений КПО в современных отложениях Белого моря и в исходных для них породах источников сноса ($КПО_{о. ср}/КПО_{п. ср} = 1,0—1,1$) указывает не только на незначительное климатическое воздействие на породы источников сноса этого района, но и на отсутствие абразивного истирания полевых шпатов при их транспортировке. Лишь по небольшому превышению максимальных значений $КПО_о$ над $КПО_п$ (см. табл. 8) можно полагать, что при формировании рассматриваемых отложений полевые шпаты разрушались в результате климатического, физико-механического (в частности, абразивного) либо совместно того и другого воздействий.

Динамика среды транспортировки и накопления обломочного вещества

Действие данного фактора, его влияние на состав ТМА накапливающихся отложений проявляется главным образом в двух основных аспектах: 1) разрушении абразивно неустойчивых минералов, 2) гидроаэродинамической минералогической дифференциации обломочного вещества. Значимость первого в терригенной минералогии нередко переоценивается, второго — недооценивается. Рассмотрим и дадим оценку результатов каждого из этих явлений. Оговоримся при этом, что речь пойдет о ТМ гранулометрических фракций преимущественно песчаного и алевритового размера.

1. *Разрушение абразивно неустойчивых минералов.* Значимость данного явления при формировании ТМА осадков обычно не очень велика. Однако большое значение имеют зоны с весьма активной динамикой и другими благоприятными для проявления этих процессов условиями — прежде всего зоны эолового осадконакопления, прибойные зоны и русла горных рек. Впрочем, и для отмеченных условий, в частности при формировании аллювия горных рек, влияние транспортировки на дробление и истирание обломочных зерен, особенно зерен песчано-алевритового размера, нередко переоценивается.

Так, по Л. Б. Рухину, разрушение малоустойчивых обломочных частиц во время переноса горными реками вызывает быстрое изменение минералогического состава донных отложений. Эти изменения происходят часто на расстоянии всего нескольких десятков километров. В подтверждение этого Л. Б. Рухин строит диаграмму (рис. 4).

В действительности нет оснований полагать, что на протяжении нескольких десятков километров в процессе переноса рекой обломочного материала разрушаются примерно 4/5 массы тяжелых минералов песчаной фракции того или иного размера В этом отношении весьма показательно, что на протяжении примерно 100 км горной части реки, предшествующих столь «разрушительным», по Л. Б. Рухину, нескольким десяткам километров, содержание тяжелых минералов в аллювии р. Лабы не только не уменьшается, но и последовательно (хотя и не намного) возрастает. Предполагаемое Л. Б. Рухиным массовое «разрушение» огромных количеств тяжелых минералов р. Лабой, судя по приведенному этим автором рисунку, воспроизве-

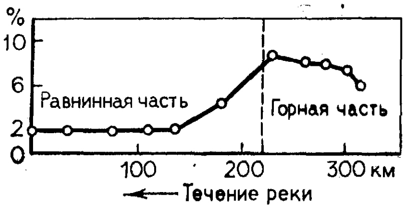


Рис. 4. Изменение содержания тяжелых минералов во фракции 0,40—0,37 мм в аллювии (по Л. Б. Рухину)

денному на рис. 4, происходит уже не в горной, а в равнинной части реки, там, где резко снижаются скорость и соответственно несущая способность руслового потока. По Л. Б. Рухину, именно здесь, на весьма небольшом расстоянии в несколько десятков километров, в условиях резкого уменьшения скорости речного потока почему-то происходит уничтожение эпидота и других ТМ тяжелой фракции размера 0,40—0,37 мм, хотя на значительно большем расстоянии в условиях значительно большей скорости речного потока в собственно горной части реки такое уничтожение не фиксируется. Полная неправдоподобность заключения Л. Б. Рухина совершенно очевидна. Столь же очевидна и действительная причина, объясняющая полученные Л. Б. Рухиным данные. Она состоит, естественно, в том, что при выходе на равнину существенно снижается скорость речного потока и он уже не в состоянии транспортировать значительные количества относительно крупных зерен тяжелых минералов и в транспортируемом и накапливаемом ниже по течению обломочном материале соответствующего гранулярного состава существенно возрастает относительное содержание легких минералов.

Генетическая переинтерпретация наблюдений, трактуемых как результат быстрого физического измельчения ТМ, возможна и необходима и во многих других случаях. Так, например, С. В. Колесов, возражая Н. М. Остроменскому и Г. А. Фонтанову, указывает на то, что в описываемом этими авторами случае происходит не измельчение кусков касситерита размером 10 мм до частиц размером 0,5 мм на расстоянии 1,2 км, а имеет место вынос только мелких ($\leqslant 0,5$ мм) фракций, тогда как частицы >1 мм и тем более частицы 5—10 мм практически неподвижны.

В процессе физико-механического разрушения обломочных частиц при их транспортировке водным (русловым, прибойным и др.) или ветровым потоком основное значение имеют скорость движения частиц, их размеры и плотность, вязкость среды, в которой происходит соударение частиц, число соударений каждой частицы в единицу времени, общее число возможных соударений каждой частицы с момента вовлечения ее в миграцию и до окончательной фиксации в осадке (или средняя длительность возможного пребывания каждой частицы на путях транспортировки), характер поверхности, о которую происходит удар, и физико-механические свойства частиц. В условиях равнинных рек, характеризующихся сравнительно небольшими скоростями течения, разрушение ТМ происходит крайне медленно и в очень небольшой степени и, таким образом, не оказывает сколько-нибудь существенного влияния на состав ТМА формирующихся отложений. В немалой степени это обусловлено, по-видимому, и тем, что дно и берега равнинных рек обычно сложены рыхлыми, нередко существенно глинистыми отложениями. Аналогичная картина наблюдается и в пределах прибрежно-морских зон с не-

высокими скоростями прибойного потока и рыхлым осадочным типом пород или осадков, слагающих берега и выстилающих дно, особенно у отмелых аккумулятивных берегов. И лишь в горных реках и прибрежно-морских зонах с высокими скоростями перемещения обломочного материала и зачастую крепкими кристаллическими породами дна и береговых уступов, а также в условиях эоловой транспортировки и осадконакопления можно ожидать существенный эффект разрушения обломочных зерен, обладающих относительно низкой устойчивостью по отношению к процессам дробления и истирания. Однако и для этих условий, как показывает, в частности, рассмотренный выше пример аллювия р. Лабы, этот эффект не столь значителен, как нередко полагают. К таким или близким выводам по данному вопросу, на основе фактических (в том числе экспериментальных) данных, ранее пришли П. П. Авдусин, Т. ван Андел, Л. Бертуа, Д. Дуглас, Е. И. Еременко, А. Г. Коссовская, Ф. Кюнен, А. А. Лазаренко, Н. В. Логвиненко, М. С. Михайловская, Ф. Петтиджон, Ж. Портье, Р. Рассел, М. А. Ратеев, А. Б. Ронов, И. И. Солодкова, Н. М. Страхов, Р. Флорес и др.

По опубликованным в 1960 г. экспериментальным данным Ф. Кюнена, использовавшего в качестве абрадируемого материала кварц и полевые шпаты, механическая абразия песчаных зерен речным потоком не влияет на минеральный состав ТМА, она приводит лишь к некоторому окатыванию («закруглению углов») зерен. В прибойной зоне абразионный эффект более значителен, что подтверждают пока немногочисленные природные наблюдения (М. Арамаки, Т. Судзуки и др.). По данным китайских авторов, изучавших обломочные минералы современных осадков шельфа Восточно-Китайского моря, соотношения $F/Q \geqslant 2$ в этих отложениях характеризуют умеренно низкую энергетическую среду быстрого осадконакопления. В более высокоэнергетической обстановке обломочные полевые шпаты частично подвергаются разрушению, в связи с чем осадки высокоэнергетической среды характеризуются низкими значениями отношения $F/Q \leqslant 0{,}9$. Еще более значительна интенсивность эоловой абразии. При этом с уменьшением размеров зерен эффективность процессов дробления и истирания существенно снижается. Эти данные подтверждаются результатами многих других экспериментальных исследований и природных наблюдений, хотя они не всегда однозначны (в частности, в связи с существенными различиями в условиях проведения экспериментов и соответственно неодинаковой степенью приближения модели к реальным природным условиям транспортировки обломочного вещества).

И все же, несмотря на многочисленность и убедительность собранных многими геологами фактов, указывающих на незначительное в большинстве случаев абрадирующее влияние дальности транспортировки обломочного материала на его состав, все еще продолжают появляться высказывания иного характе-

ра. Эти высказывания, однако, не подкрепляются доказательствами и опровергаются собранным материалом по составу ТМА осадочных толщ, прежде всего современных и молодых ископаемых, для которых определение факторов и условий формирования наиболее очевидно.

Так, например, Н. С. Окнова [8] утверждает, что «с удалением от областей сноса неустойчивые при переносе разности минералов истираются и исчезают, и в центральных частях бассейнов образуются зрелые ассоциации минералов, состоящие почти исключительно из устойчивых при переносе разностей (циркон, рутил и др.)». К сожалению, она не приводит конкретные примеры бассейнов, в центральных частях которых ТМА состояла бы почти исключительно (или хотя бы в значительной мере) из циркона и рутила. Хорошо, однако, известны примеры, когда ТМА отложений центральных частей бассейнов в значительной мере или полностью представлена минералами, абразивно не столь устойчивыми, но более легко транспортируемыми (амфиболы, пироксены, эпидот, биотит и др.), тогда как в краевых, периферических частях бассейнов в составе ТМА существенно повышается содержание менее транспортабельных минералов (циркон, рутил, магнетит, гранаты и др.). Особенно широко известны и надежно устанавливаются подобные примеры для современных осадочных бассейнов, в частности для Азовского, Черного, Белого, Японского, Охотского, Чукотского и других морей, всего Западного побережья Атлантического океана и его шельфовых и более глубоководных частей и др. Как считает Н. Н. Лапина и др., минералы с высокой плотностью осаждаются в прибрежной зоне, ближе к источникам сноса, и как бы оконтуривают береговую линию материка и островов. Эту же закономерность установили А. М. Короткий, М. А. Михайлов и др. для современных отложений оз. Ханка. По данным этих авторов, в осадках пляжей и литорали накапливаются циркон и ильменит, а в собственно донных отложениях получают широкое распространение роговая обманка и эпидот.

Попытку возродить представления о весьма значительной, ведущей роли процессов абразивного истирания минералов в формировании состава ТМА предпринял в ряде работ В. П. Васильев, полагающий, что транспортировка обломочного материала приводит часто к тем же результатам, что и химическое выветривание в тропиках.

Это мнение, однако, полностью опровергается тем, что, несмотря на многотысячекилометровую дальность транспортировки реками, морскими течениями, ледниками, ветром и другими агентами, обломочный материал современных отложений различного генезиса в большинстве случаев содержит значительное количество химически относительно неустойчивых ТМ (полевые шпаты, амфиболы, пироксены, эпидот, магнетит и др.).

Основной аргумент В. П. Васильева состоит в том, что в отложениях большинства невулканических районов кварц-полевошпатовое отношение практически всегда больше единицы, хотя даже в наиболее обогащенных кварцем интрузивных породах кислого состава содержание полевых шпатов выше, чем кварца. Этот факт, однако, не может быть доказательством уничтожения полевых шпатов абразивным способом по двум причинам. Во-первых, нельзя исключить существенную роль процессов химического разложения полевых шпатов. Как отмечает В. П. Васильев, ссылаясь на данные В. Я. Евзерова, даже в условиях северного холодного климата полевые шпаты подвергаются химическим изменениям, в результате чего преобразуются в гидрослюды. Во-вторых, едва ли можно найти среди современных ТМ провинций такую, в минеральном питании которой принимали бы участие только магматические породы, причем не затронутые процессами химического выветривания. Во всех остальных случаях, при участии в формировании материала питающих провинций кор выветривания, метаморфических пород, и особенно осадочных, величина КПО пород источников сноса, т. е. до начала транспортировки, может быть значительно выше единицы. Именно с этой величиной, а не с величиной КПО в магматических породах надлежит сравнивать величину данного отношения в современных осадках, если требуется выявить колебания величины КПО в процессе транспортировки обломочного материала.

Б. М. Осовецкий [9] полагает, что дробление и истирание терригенных компонентов на побережьях океанов, морей и крупных озер столь интенсивны, что приводят к резкому сокращению количества минеральных видов в морских осадках по сравнению с континентальными. Интересно, что в доказательство этой гипотезы Б. М. Осовецкий, занимающийся изучением современных осадков, обратился к палеозойским (девонским) отложениям. Однако приведенный им в качестве доказательства пример девонских отложений западного склона Северного Урала далеко не убедителен. Если бы это сокращение действительно проявлялось, оно должно было в полной мере проявиться в современных осадках. Многочисленные данные по современным отложениям — морским, прибрежно-морским, континентальным — не только не подтверждают мнения о столь значительной роли процессов дробления и истирания, но и совершенно однозначно указывают на несостоятельность подобных утверждений.

Таким образом, несмотря на стремление возродить представления о весьма широком распространении и значительных масштабах проявления процессов абразивного уничтожения полевых шпатов, эпидота и других распространенных ТМ при их транспортировке, это представление остается необоснованной гипотезой, находящейся в противоречии с многочисленными фактами. Последние указывают на ограниченность процессов разрушения

полевых шпатов и некоторых других обычных для осадочных толщ ТМ фациально-динамическими обстановками эолового типа, горными реками и прибойными зонами и второстепенную роль этих процессов в остальных фациально-динамических обстановках.

Нельзя, однако, приуменьшать значимость процессов физико-механического разрушения («износа») минералов при формировании ТМА осадочных толщ. Эти процессы затрагивают прежде всего минералы с относительно низкой физико-механической устойчивостью (а также подвергшиеся выветриванию физико-механически относительно устойчивые минералы)*. К числу таких минералов относятся, в частности, многие сравнительно редкие, но важные в промышленном отношении россыпеобразующие минералы (киноварь, пирохлор и др.) и минералы, которые в силу их очень низкой устойчивости обычно не образуют значительных концентраций в россыпях, но могут служить важными индикаторами при поисках коренных месторождений (например, молибденит или висмутин). Особенно существенна значимость этих процессов в высокоэнергетичных условиях транспортировки, причем в наибольшей мере дроблению и истиранию подвержены обломочные зерна крупного, особенно псефитового размера**. В остальных, исключительно широко распространенных в природе, наиболее обычных случаях воздействие отмеченных процессов на обломочный материал существенно меньше и проявляется главным образом лишь в той или иной трансформации некоторых исходных типоморфных особенностей обломочных зерен (прежде всего их морфологии и характера поверхности), что, впрочем, также немаловажно при реконструкции источников сноса, палеогеографических условий седиментогенеза и в других случаях.

2. *Гидроаэродинамическая минералогическая дифференциация обломочного вещества.* Необоснованное преувеличение роли процессов дифференциального абразивного разрушения ТМ при транспортировке нередко непосредственно связано с недооценкой роли процессов гидроаэродинамической минералогической дифференциации обломочного вещества в формировании ТМА отложений. Связь характера динамической обстановки седиментогенеза и особенностей состава ТМА отложений нередко игнорируется. Основные достижения связаны с поисками титано-циркониевых, редкометалльных и других россыпей и пока не-

* По А. А. Кухаренко и другим авторам, физико-механическому разрушению ТМ в значительной мере способствует обычно протекающее совместно с ним (а нередко и предшествующее ему) химическое выветривание минералов.

** Это является одной из основных причин наблюдаемых в природе исключительно больших (достигающих многие сотни раз) различий в максимальной величине возможного удаления устанавливаемых в шлихах крупных обломков и фиксируемых, в частности, при изучении тяжелых фракций иммерсионным методом мелких ($\leqslant$0,25 мм) зерен одних и тех же минералов (полевые шпаты, амфиболы, пироксены, монацит, ксенотим и др.).

многочисленными исследованиями «деформации», по В. П. Батурину и др., или «трансформации», по Г. С. Момджи и др., тяжелой фракции современных и ископаемых отложений, особенно прибрежно-морского происхождения.

Для подтверждения большого влияния динамики среды осадконакопления на состав терригенного материала достаточно сказать, что действием этого фактора (наряду с другими) в первую очередь обусловлено образование многочисленных аллювиальных, прибрежно- и мелководно-морских, эоловых и некоторых других россыпей алмазов, золота, платины, касситерита, циркона, ильменита, монацита и других минералов. Естественно, что данный фактор проявляется широко при формировании промышленных и непромышленных концентраций тяжелых минералов не только полезных, но и таких, которые в настоящее время не представляют практического интереса (существенно гранатовые (альмандиновые) пески и т. п.).

Недооценена роль динамики среды осадконакопления в процессе терригенного седиментогенеза и формирования ТМА отложений в работе В. П. Васильева, В. В. Калиненко и др. [17]. Они отмечают, что степень трансформации минерального состава терригенного материала в процессе его поступления в прибрежную зону океанических островов зависит от климата, тектонической активности площади водосбора, петрографического состава исходных коренных пород и их структурно-текстурных особенностей. Между тем в любой прибрежно-морской и прибрежно-океанической зоне чрезвычайно широко распространены случаи, когда при полном тождестве всех перечисленных выше четырех факторов трансформация минерального состава терригенных компонентов приводит к разным результатам, к формированию существенно различных по количественному минеральному составу ассоциаций ТМ тяжелой фракции. Примеры этого весьма многочисленны и указывают на то, что, помимо перечисленных факторов, на формирование ТМА весьма существенное влияние оказывают также особенности динамики среды осадконакопления, высокая, резко меняющаяся в пространстве и во времени гидродинамическая активность прибрежных зон.

Правильный ответ на данный вопрос имеет теоретическое и практическое значение. Он является исходной предпосылкой для решения обратной задачи динамической палеогеографии — расшифровки по ТМ особенностей динамики среды осадконакопления, реконструкции положения береговых линий палеоводоемов, при изучении процессов россыпеобразования и поисках россыпей, при поисках локальных конседиментационных структурно-тектонических элементов и т. д.

Известны случаи (хотя и редкие) переоценки влияния динамики среды осадконакопления и различий гидравлических свойств минералов на состав формирующихся ассоциаций терригенных компонентов. Так, например, Дж. Гриффитс [4], основываясь на результатах минералогических исследований В. Ил-

линга и других авторов, делает вывод о том, что систематическое уменьшение величины отношения циркон/эпидот, наблюдаемое в направлении снизу вверх по разрезу миоценовых отложений Южного Тринидада, объясняется влиянием «колебаний скорости потока». В действительности отмеченная закономерность (характерная для многих других разрезов осадочных толщ,— существенное повышение в молодых отложениях содержания эпидота, амфиболов, пироксенов и других химически относительно неустойчивых ТМ) в тех случаях, когда она имеет региональный характер, может быть обусловлена петрофондом, тектонической, геоморфологической и климатической обстановкой (определяющей соотношение интенсивности процессов денудации, аккумуляции и химического выветривания), а также глубиной (степенью) постседиментационных преобразований обломочного вещества. С колебаниями гидродинамических условий седиментогенеза могут быть связаны прежде всего «все остальные случайные колебания» величины отношения циркон/эпидот в пределах одновозрастных отложений. Об этих колебаниях Дж. Гриффитс пишет, что они были большими и совершенно случайными, т. е. не поддающимися контролю.

Наиболее точно влияние динамики среды осадконакопления на состав ТМА выявляется на примере современных осадочных образований. Проиллюстрируем это данными Ю. А. Павлидиса по минеральному составу тяжелой фракции современных прибрежных отложений Курильского архипелага (фракция —0,1+ +0,05 мм. %), дополненными значениями вычисленного для этих отложений ТМ коэффициента (ТМК) титаномагнетит/пироксены, наглядно иллюстрирующего различия динамики среды осадконакопления в пределах участков береговой зоны моря, в связи с чем этот ТМК может быть назван *фациально-динамическим* (табл. 10—14).

Анализируя данные, приведенные в табл. 10—14, необходимо отметить исключительно большие различия в количественных соотношениях основных для этих отложений ТМ тяжелой фракции — титаномагнетита и пироксенов. Эти различия могут достигать 60 раз для отложений различных фаций (табл. 11) и 120 для отложений и пород источников сноса (табл. 10). Поскольку идентичность источника поступления обломочного материала, а также тектонических и климатических условий седиментогенеза в каждом из рассмотренных случаев очевидна, то здесь мы имеем, таким образом, проявление огромного воздействия динамики среды осадконакопления на состав ТМА формирующихся отложений. Детализируя это положение, отметим, что в условиях повышенной активности динамики среды осадконакопления (прежде всего в пределах прибойной зоны) концентрируется минерал, обладающий наибольшей плотностью,— титаномагнетит, в некоторых случаях почти нацело слагающий тяжелую фракцию. В пределах большей части подводного склона, характеризующейся менее активной гидродинамической об-

Таблица 10

Содержание минералов тяжелой фракции и значения коэффициента $\frac{\text{титаномагнетит}}{\text{пироксены}}$ в породах источников сноса, прибрежных отложений Курильских островов (по Ю. А. Павлидису)

Характер источника	Минералы, отношения (ТМК)	Источник сноса	Пляж	Подводный склон
А. Аллювиальные пемзосодержащие отложения	Титаномагнетит	7,0	72,5	15,2
	Пироксены	13,0	12,1	18,5
	Титаномагнетит / пироксены	0,5	6,0	0,8
Б. Туфопесчаник	Титаномагнетит	4,0	60,2	6,0
	Пироксены	23,0	17,0	14,2
	Титаномагнетит / пироксены	0,2	3,5	0,4
В. Пемза	Титаномагнетит	1,6	96,1	30,0
	Пироксены	3,8	2,0	16,2
	Титаномагнетит / пироксены	0,4	48,0	1,9

становкой седиментогенеза, количественные соотношения титаномагнетита и пироксенов существенно иные и нередко пироксены преобладают над титаномагнетитом в близком соответствии с соотношением между этими минералами в породах источников сноса (см. табл. 10).

Таблица 11

Содержание минералов тяжелой фракции в отложениях берегового склона в центральной части аккумулятивной дуги и значения коэффициента $\frac{\text{титаномагнетит}}{\text{пироксены}}$ (по Ю. А. Павлидису)

Минералы, отношение	Пляж	Подводный склон, глубина (в м)					
		1,5	3	4,5	10	17	35
Титаномагнетит	96,1	4,0	35,6	40,0	9,9	74,0	14,3
Пироксены	2,0	4,5	30,9	17,0	12,4	13,8	18,5
Титаномагнетит / пироксены	48,0	0,9	1,2	2,4	0,8	5,4	0,8

Таблица 12

Содержание минералов тяжелой фракции в отложениях молодого берегового склона и значения коэффициента $\frac{\text{титаномагнетит}}{\text{пироксены}}$ (по Ю. А. Павлидису)

Минералы, отношения	Пляж	Подводный склон, глубина (в м)		
		2	7	21
Титаномагнетит	29,7	12,2	7,8	7,1
Пироксены	21,7	26,8	36,7	26,2
$\frac{\text{Титаномагнетит}}{\text{пироксены}}$	1,4	0,4	0,2	0,3

Обычно принимается, что гидродинамическая минералогическая дифференциация обломочного вещества начинается лишь тогда, когда гранулометрическая дифференциация полностью завершена или, во всяком случае, глубоко проявлена и близка к завершению. По Н. М. Страхову когда пески гранулометрически отсортированы хорошо, как это имеет место, например, на пляже, действие гранулометрического отбора практически прекращается и начинается отбор минералов главным образом по плотности — минералогическая сортировка или природное шлихование... В самой тяжелой фракции исчезают наиболее легкие компоненты и концентрируются наиболее тяжелые: рудные минералы, гранаты, рутил, циркон.

Таблица 13

Содержание минералов тяжелой фракции в отложениях вблизи абразионного берега в стадии зрелости и значения коэффициента $\frac{\text{титаномагнетит}}{\text{пироксены}}$ (по Ю. А. Павлидису)

Минералы, отношения	Пляж	Подводный склон на глубине 10 м
Титаномагнетит	70,0	28,4
Пироксены	12,5	25,6
$\frac{\text{Титаномагнетит}}{\text{пироксены}}$	4,8	1,1

Таблица 14

Содержание минералов тяжелой фракции в отложениях вблизи абразионного берега, прошедшего длительный путь развития и значения коэффициента $\frac{\text{титаномагнетит}}{\text{пироксены}}$ (по Ю. А. Павлидису)

Минералы, отношения	Подводный склон на глубине, м	
	2	30
Титаномагнетит	45,0	5,8
Пироксены	35,8	21,4
$\frac{\text{Титаномагнетит}}{\text{пироксены}}$	1,3	0,3

В качестве дополнения отметим, что минералогическая дифференциация обломочного вещества очень часто начинается еще до того, как «действие гранулометрического отбора практически прекращается», и происходит в значительной мере параллельно одновременно с этим отбором. В общем виде это положение не представляет ничего особенно нового и в той или иной форме отмечается в ряде работ Н. М. Страхова и других геологов. Важно, однако, подчеркнуть, что еще задолго до образования «тяжелых песков» процессы гидродинамической (и аэродинамической) дифференциации обломочного вещества начинают существенно трансформировать состав самой тяжелой фракции — концентрировать в ней наиболее тяжелые минералы, тогда как в настоящее время трансформация тяжелой фракции обычно рассматривается лишь как наиболее глубокое и позднее проявление гидродинамической дифференциации, осуществляющееся в природе сравнительно редко и характерное, главным образом, для прибрежно-морских песков, предварительно существенно обогащенных тяжелыми минералами.

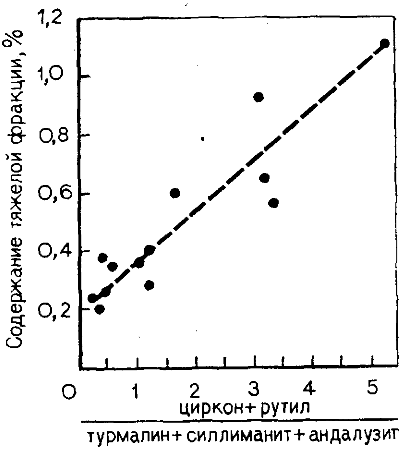


Рис. 5. Зависимость между содержанием тяжелой фракции и величиной терригенно-минералогического коэффициента (циркон+рутил)/(турмалин+силлиманит+андалузит) в аллювии (вычислено по результатам минералогических анализов А. А. Лазаренко)

По результатам проведенного автором изучения аллювия целого ряда рек подобная трансформация четко фиксируется в тех случаях, когда концентрация тяжелой минералов достигает всего 0,8—1 % (при обычном их содержании в этих отложениях около 0,4 %). Это же подтверждается и анализом данных, полученных А. А. Лазаренко по аллювиальным отложениям. Согласно этим данным, даже небольшое увеличение содержания тяжелой фракции в русловых песках (с 0,4 до 0,6—0,8 %) сопровождается существенной трансформацией состава тяжелой фракции — повышением относительного содержания в ней наиболее тяжелых ТМ (циркон, рутил) по сравнению с содержанием более легких минералов тяжелой фракции (турмалин, силлиманит, андалузит) (рис. 5). Принципиально аналогичная картина устанавливается и для отложений других генетических типов, в том числе для прибрежно-морских отложений. Как показал В. Г. Ульст при изучении фракции —0,25+0,1 мм современных песков береговой зоны юго-восточной части Балтийского моря, уже после накопления 1—2% тяжелых минералов начи-

нается дифференциация среди последних. По результатам изучения современных песчаных отложений береговой зоны моря (фракция —0,25+0,05 мм), проведенного автором, при содержании в осадке тяжелой фракции (1 %) последняя в результате проявления процессов гидродинамической минералогической дифференциации оказывается ощутимо трансформированной по сравнению с тяжелой фракцией размываемых плиоценовых песчаных пород, если содержание тяжелой фракции в этих породах 0,6 % и менее.

Гидроаэродинамическая минералогическая дифференциация (сортировка) обломочного вещества в тех случаях, когда она сопровождается его значительной гранулометрической сортировкой и накоплением в различных участках зоны седиментогенеза отложений различного типа (гравийных, песчаных, алевритовых, глинистых), приводит к возникновению ТМ *фаций* (в понимании Л. В. Пустовалова). Если же гидроаэродинамическая минералогическая дифференциация обломочного вещества не сопровождается его значительной гранулометрической сортировкой (в частности, если она проявляется, как писал Н. М. Страхов, тогда, когда действие гранулометрического отбора уже практически завершено), то это приводит к возникновению ТМ субфаций, понятие о которых было введено автором в 1975 г.

Связь особенностей поведения обломочных частиц (их сохранение на месте или перемещение, относительная скорость движения различных частиц) и динамики среды транспортировки и осадконакопления остается пока недостаточно изученной и далеко не однозначной. При этом показательны, в частности, высказывания одного из крупнейших специалистов в области литодинамики В. В. Лонгинова, который пишет, что если не считать перемещения полностью во взвешенном состоянии, то как размер, так и масса частиц должна влиять на скорость их перемещения вдоль берега, а следовательно, и на их расположение по протяжению потока. Однако трудно сказать, какие частицы - более тяжелые или более легкие — будут двигаться быстрее. На недостаточную разработанность данного круга вопросов и в области изучения аллювиального (особенно горноаллювиального) осадконакопления, указывал, в частности, Е. В. Шанцер.

В настоящее время можно считать установленным, что поведение обломочных частиц в процессе гидроаэродинамической дифференциации обломочного вещества зависит от свойств потока (режим течения, глубина и др.), свойств частиц (плотность, размеры, форма, поверхностные свойства), особенностей дна (уклон, шероховатость и др.) и условий залегания частицы (ориентировка по отношению к оси потока, доступность непосредственному воздействию потока и др.).

При всей сложности и многофакторности этой зависимости многочисленные геологические данные показывают, что в зонах

повышенной динамической активности среды осадконакопления обычно наблюдается погрубение отложений, свидетельствующее о более высокой гидромеханической устойчивости крупных зерен в этих условиях и выносе мелких, являющихся в этих условиях гидромеханически менее устойчивыми. Однако по некоторым природным геологическим наблюдениям и экспериментальным данным, более крупные обломки кварца, полевых шпатов и других ТМ (в частности, алмаза) в некоторых условиях являются более подвижными, чем мелкие зерна тех же минералов. Так, например, по экспериментальным данным, полученным А. Д. Богатовым и Ю. А. Зубыниным при исследовании на обогатимость ильменитсодержащих песков, во взвесенесущем потоке малой толщины крупные зерна легких минералов более подвижны, чем мелкие. Для тяжелых же минералов устанавливаются более обычные в природе, противоположные соотношения: мелкие зерна тяжелых минералов подвижнее, чем крупные.

Для реальных природных условий (взвесенесущий поток, стесненное падение, зернистое (шероховатое) дно, наличие уклона дна и др.) мелкие зерна минералов тяжелой фракции оказываются обычно гидромеханически более устойчивыми (менее подвижными), чем эквивалентные им по гидравлической крупности (т. е. скорости равномерного свободного падения в неподвижной воде) более крупные зерна минералов легкой фракции. Гораздо менее обычно, когда подобные соотношения (обгон мелких зерен крупными) устанавливаются для обломочных зерен одних и тех же минералов. Тем не менее В. Крамбейн и Л. Слосс указывают, что в природе существуют и даже широко распространены условия, «когда крупные частицы движутся быстрее мелких» (так называемый «обратный байпас»), и отмечают «возрастающее число данных об обратном байпасе в осадочных отложениях» *. Приведем примеры реализации в природе данного явления. Некоторые из них нуждаются, однако, в дополнительном подтверждении.

По Б. Н. Соколову, при крайне низкой транспортабельности алмаза в поверхностных условиях крупные кристаллы более подвижны, чем мелкие, что связывается им с преимущественно делювиально-пролювиальным или коллювиальным переносом. При этом, по Б. Н. Соколову, в составе алмазов по мере перемещения увеличивается доля крупных кристаллов за счет отставания мелких и практически нетранспортабельных обломков. Подобная закономерность устанавливается, впрочем, и теми исследователями, которые считают вполне возможным и нередко реализуемым в природе дальний перенос алмаза от коренного источника в аллювиальных и иных условиях. В частности, как отмечают Б. И. Прокопчук и др., в россыпях дальнего сноса

* Для обозначения обгона и относительного опережения одних обломочных частиц другими в процессе транспортировки В. Крамбейн и Л. Слосс, вслед за Дж. Итоном, используют термин *«by-passing»*. Русский вариант этого термина — «байпас» — предложен С. Г. Саркисяном.

резко уменьшается количество мелких алмазов и соответственно увеличивается количество крупных кристаллов.

Весьма убедительно и однозначно существование явления «обратного байпаса» следует из полученных П. Д. Комаром результатов изучения скоростей вдольбереговой транспортировки различных гранулометрических фракций обломочного материала в пределах пляжевой зоны Эль-Морено на Северо-Западном побережье Калифорнийского залива (Мексика). Применив в качестве трассеров люминофоры (окрашенные флюоресцирующей краской обломочные зерна), П. Д. Комар установил, что с наибольшей скоростью (0,37 см/с) вдольбереговым потоком перемещаются обломочные зерна наиболее крупнозернистой фракции (средний размер зерен 1,19 мм). Скорость же транспортировки обломочных зерен в 4 раза меньшего размера (фракция со средним размером зерен 0,3 мм) оказалась в 4 раза меньшей.

Явление «обратного байпаса» (главным образом, легких минералов) имеет, по-видимому, широкое распространение в природе, и лишь недостаточное число специальных исследований в этом направлении приводит к тому, что подобные факты пока воспринимаются геологами обычно как исключительные. Реализации в природе данного явления, как показывают различные данные, в том числе экспериментальные (Р. Слингерланд и др.), весьма способствует, в частности, шероховатость дна, по которому осуществляется транспортировка гранулометрически и минералогически неоднородного обломочного вещества. Как полагают, например, Р. Лоурайт, Е. Вильямс и Ф. Дачилл, изучавшие современные речные, дюнные, пляжевые и прибрежно-мелководные пески в районе оз. Эри, подобное явление вполне естественно при сальтационном механизме переноса обломочных зерен, поскольку «при сальтации большие легкие зерна легче вымываются из осадка, чем более мелкие и тяжелые».

Можно отметить существование в природе и другого, еще более уникального типа «обратного байпаса», состоящего в опережении тяжелыми минералами легких. Подобные случаи для некоторых природных и лабораторных условий были отмечены Н. В. Хмелевой, Н. П. Григорьевым, В. Г. Ульстом, М. Померанцблюм, Дж. Стейтманном, Х. Хэйвудом и др. По данным двух последних авторов, обгон тяжелыми минералами легких достаточно типичен, в частности для условий эоловой транспортировки обломочных частиц путем волочения. Распространено подобное явление и в условиях субаквальной, в частности, волновой транспортировки (В. Худ, С. Худ, С. Олсон и др.). Особенно способствуют этому значительные углы наклона дна. В частности, Н. В. Хмелева и Н. П. Григорьев наблюдали подобное явление при экспериментальном моделировании делювиального смыва при углах наклона 11—17°, тогда как при меньших углах наклона это явление не наблюдалось.

Таким образом, учитывая сложность и исключительное разнообразие природных условий седиментогенеза, реальная карти-

на формирования ТМА и распределения ТМ в процессе гидроаэродинамической дифференциации обломочного вещества во многих случаях оказывается значительно более сложной (и разной для различного сочетания природных условий), чем распределение минералов по их гидравлической крупности или по «принципу гидравлической эквивалентности» в той трактовке этого принципа, которая дается, например, Дж. Гриффитсом [4].

Постседиментационные преобразования

В соответствии с накопившимися к настоящему времени фактическими данными об отложениях в различных районах, различного возраста, литологического типа, минерального состава и генезиса, ТМА после возникновения могут подвергаться постседиментационным преобразованиям (трансформации) прежде всего в результате проявления процессов внутрислойного (внутрипластового) растворения химически неустойчивых ТМ.

Рассматривая данный вопрос, остановимся несколько подробнее на уже упоминавшейся выше закономерности Туле—Петтиджона, касающейся особенностей хроностратиграфического распределения терригенных минералов. Эта закономерность в ее современной трактовке в самом общем виде может быть сформулирована следующим образом. В направлении от молодых отложений ко все более древним и глубоко погруженным общее число минеральных видов, присутствующих в составе ТМ ассоциаций тяжелой фракции, последовательно уменьшается за счет внутрислойного растворения химически все более устойчивых в условиях диа-, ката- и метагенеза терригенных минералов.

Так же как Ж. Туле и Ф. Петтиджон, можно выделить закономерности: 1) в направлении от молодых отложений ко все более древним и глубокопогруженным уменьшается минералогическое разнообразие ТМА тяжелой фракции, количество присутствующих в них минеральных видов; 2) последовательность исчезновения ТМ в направлении от молодых отложений ко все более древним и глубокопогруженным соответствует последовательности увеличения химической устойчивости ТМ (в условиях диа-, ката- и метагенеза, как можно и нужно сейчас добавить, ибо относительная химическая устойчивость ТМ в этих условиях, как уже давно установлено, в частности, Ф. Петтиджоном, не вполне тождественна их относительной устойчивости в условиях поверхностного выветривания).

Эти закономерности впервые, хотя, может быть, и не в столь явной форме, были сформулированы Ж. Туле в 1913 г. Ф. Петтиджон, обобщив большой фактический материал об осадочных формациях различного возраста, показал их статистически выдерживающуюся правильность. Установлению этих закономерностей предшествовали идеи о различной химической устойчи-

вости ТМ, глубоко укоренившиеся еще в XIX в., и мысль о возможности постседиментационного химического разложения и замещения ТМ непосредственно в отложениях, по-видимому впервые высказанная Г. Томасом в 1909 г.

В соответствии с имеющимися данными, в разрезах осадочных толщ в направлении сверху вниз в наиболее полном случае можно выделить основные зоны и адекватные им стадии (или фазы) проявления процессов катагенетического внутрислойного растворения ТМ.

1. *Зона слабого (начального) проявления ПВР.* В пределах этой зоны трансформируются некоторые типоморфные особенности химически наименее устойчивых ТМ (оливина, пироксенов, амфиболов, биотита) и может происходить частичное уничтожение минералов этой группы, прежде всего оливина как наименее устойчивого из них. Кроме того, может в той или иной мере проявляться частичная трансформация типоморфных особенностей терригенных минералов средней (промежуточной) химической устойчивости (эпидот и его группа, хлоритоид, отчасти андалузит).

2. *Зона среднего проявления ПВР.* В этой зоне химически неустойчивые (низкоустойчивые) ТМ полностью исчезают, частично разрушаются ТМ средней химической устойчивости, трансформируются некоторые типоморфные особенности химически сравнительно устойчивых ТМ (силлиманит, кианит, ставролит).

3. *Зона сильного (глубокого) проявления ПВР.* В этой зоне химически относительно неустойчивые ТМ отсутствуют, полностью разрушаются минералы средней устойчивости, начинается частичное разрушение сравнительно устойчивых минералов.

4. *Зона очень сильного (весьма глубокого) проявления ПВР.* В этой зоне происходит полное разрушение сравнительно устойчивых ТМ и сохраняются сверхустойчивые — главным образом, циркон, рутил, турмалин, гранат. Возможны изменения некоторых типоморфных особенностей минералов этой группы и частичное разрушение наименее устойчивых из них (гранат).

На этих же основаниях, т. е. с учетом трансформации типоморфных особенностей ТМ, изменений количественных соотношений между ТМ в результате частичного уничтожения некоторых из них и изменений видового набора ТМ в результате полного уничтожения некоторых из них, возможно выделение и более дробных единиц — подзон ПВР обломочного вещества.

За каждой из зон ПВР целесообразно закрепить следующие обозначения: I — зона слабых проявлений ПВР; II — зона средних проявлений ПВР; III — зона сильных (глубоких) проявлений ПВР; IV — зона очень сильных проявлений ПВР. Подзоны же целесообразно обозначать арабскими цифрами в направлении сверху вниз (нумерация в пределах каждой зоны отдельная).

Классификация и характеристика индикаторных признаков выделенных зон и соответствующих им стадий (фаз) ПВР схематически представлены в табл. 15. Наблюдаемые в природе реальные зоны проявления ПВР являются лишь близким приближением к этой схеме.

Глубины залегания и мощности выделенных зон (и подзон) ПВР в разных случаях могут быть существенно различными, что определяется в каждом случае конкретными условиями протекания ПВР (включая исходный минеральный состав отложений, их структурно-текстурные особенности, определяющие пористость и проницаемость отложений, состав поровых вод, pH и Eh среды, пластовые температуры и всестороннее (гидростатическое) давление, одностороннее (боковое) давление, длительность протекания процессов ПВР).

Таблица 15

Зоны и стадии (фазы) ПВР терригенных минералов и их ТМ индикаторы

Группы минералов по их относительной химической устойчивости в условиях ПВР	Степень проявления ПВР (зоны ПВР)			
	слабая (I)	средняя (II)	сильная (III)	очень сильная (IV)
Неустойчивые (низкоустойчивые) (оливин, пироксены, амфиболы, биотит и др.)	Трансформируются типоморфные особенности; частично исчезают (наименее устойчивые)	Полностью исчезают	Отсутствуют	Отсутствуют
Среднеустойчивые (группа эпидота, андалузит (?) и др.)	Могут трансформироваться типоморфные особенности	Частично исчезают	Полностью исчезают	Отсутствуют
Устойчивые (высокоустойчивые) (силлиманит, кианит, ставролит и др.).	Не затронуты	Возможны изменения типоморфных особенностей	Частично исчезают	Полностью исчезают
Очень устойчивые (сверхустойчивые) (циркон, рутил, турмалин, гранат и др.)	Не затронуты	Не затронуты	Не затронуты	Возможны изменения типоморфных особенностей и частичное исчезновение сравнительно менее устойчивых ТМ (гранат и др.)

Например, по данным А. Мортона [27] (табл. 16), в палеоценовых отложениях Северного моря уже с глубины 915 м прослеживается частичное уничтожение кианита и, таким образом, начинается зона сильного проявления ПВР. С глубины примерно 1500 м начинается частичное уничтожение ставролита, что указывает на несколько более высокую химическую устойчивость ставролита, по сравнению с кианитом, в условиях катагенетического внутрислойного растворения и дает основания для выделения следующей подзоны в рамках зоны. На этой глубине содержание кианита резко снижается. С глубины около 2135 м практически исчезает кианит и начинается резкое снижение содержания ставролита. Это (особенно первый из этих фактов) дает основания для выделения еще одной, самой нижней подзоны зоны сильного внутрислойного растворения. С глубины примерно 2590 м практически исчезают кианит и ставролит. Соответственно эта глубина в палеоценовых отложениях Северного моря соответствует нижней границе зоны сильного проявления ПВР и началу зоны очень сильного проявления ПВР.

Весьма показательно для этих отложений отношение ставролит/кианит (см. табл. 16), вычисленное автором по данным А. Мортона.

В самой верхней зоне до глубины 915 м величина отношения исключительно выдержана (1,7—1,8) и, очевидно, соответствует первичному, седиментогенному значению этого терригенно-минералогического коэффициента (ТМК).

Ниже наблюдается достаточно последовательное и все ускоряющееся с глубиной увеличение значения этого ТМК, что указывает, во-первых, на последовательное усиление с глубиной ПВР, а во-вторых, на большую химическую устойчивость в этих условиях ставролита по сравнению с кианитом. Зона, в пределах которой наблюдается связанное с ПВР увеличение значения ТМК S/K (глубины 915—2590 м), в соответствии с приведенной выше классификационной схемой (см. табл. 15), относится к зоне глубокого проявления ПВР. Еще более наглядные результаты должно дать вычисление для отложений этой зоны ТМК типа T/Sl, $R/(K+S)$ и т. п. Сведения о содержании других ТМ (кроме граната) в работе А. Мортона [27] не приведены.

Известны неединичные факты, резко не согласующиеся с закономерностью Туле—Петтиджона и не имеющие пока вполне удовлетворительного объяснения. Особенно это касается отклонений от указанных Ф. Петтиджоном данных об особенностях стратиграфического распределения различных минеральных видов тяжелой фракции. Приведем некоторые примеры.

Э. С. Щербаков, Т. Ф. Проскурин и Ю. И. Луппов установили в девонских терригенных породах западного склона Северного Урала существенные количества оливина, распространение которого долгое время из-за низкой химической устойчивости считалось ограниченным современными осадками.

Таблица 16

Содержание ставролита и кианита в палеоценовых отложениях Северного моря (по А. Мортону [27]), значения ТМК ставролит/кианит (*S*/*K*) и зональность проявления ПВР

Глубина, м	Содержание в тяжелой фракции, %		*S*/*K*	Зоны и подзоны ПВР и их ТМ индикаторы
	Ставролит	Кианит		
457—610	4,4	2,4	1,8	I—II Ставролит и кианит сохраняют первичные содержания, но содержат следы травления
610—762	3,5	2,1	1,7	
762—915	4,8	2,6	1,8	
915—1067	4,1	1,6	2,6	III_1 Частичное исчезновение кианита
1067—1220	3,2	1,9	1,7	
1220—1372	3,8	1,2	3,2	
1372—1524	3,9	1,8	2,2	
1524—1677	3,2	0,9	3,6	III_2 Частичное исчезновение кианита и ставролита
1677—1829	2,6	0,8	3,2	
1829—1982	2,9	0,8	3,6	
1982—2135	2,1	0,3	7,0	
2135—2287	1,6	Редкий	—	III_3 Полное исчезновение кианита, частичное исчезновение ставролита
2287—2439	0,5	„	—	
2439—2591	0,3	Очень редкий	—	
2591—2744	Редкий	„	—	IV Полное исчезновение кианита и ставролита
2744—2896	Очень редкий	„	—	
2896—3049	„	Отсутствует	—	
3049—3201	„	„	—	
3201—3354	Отсутствует	„	—	

Л. Н. Новоселова описала присутствие в нижнекембрийских отложениях Южной Тувы уникальной ТМА, состоящей из плагиоклазов типа олигоклаза — андезина, эгирина, эгирин-диопсида, рибекита, гастингсита, биотита, лепидомелана, флогопита, шорломита, пирохлора.

В. Т. Гудзенко, В. Т. Работнов и др. в кембрийских и верхнедокембрийских отложениях юго-восточного склона Алданского щита отмечают пироксены (гиперстен, авгит, эгирин, диопсид), амфиболы, эпидот, биотит, титанит.

Эпидот-роговообманковый состав ТМА тяжелой фракции отложений верхней части сералахской серии (венд северного склона Алданского щита) установил И. Е. Москвитин.

По данным Н. Г. Боровко и др., химически неустойчивые ТМ присутствуют (нередко в значительных количествах) во многих древнейших докембрийских и раннепалеозойских отложениях Урала. Так, в зигальчинской свите среднего рифея Башкирского антиклинория найден оливин. В криволукском надгоризонте верхнего протерозоя западного склона Урала, по данным шлихового опробования, установлены высокие концентрации оливина, амфиболов, эпидота. В нижнеашинских отложениях (венд) в районе Кудымкара установлены значительные содержания пироксенов. В ашинской серии иногда в значительном количестве содержится глауконит. Отложения нижнего и среднего ордовика Южного Урала обогащены пироксенами, эпидотом, оливином.

Широкое распространение химически неустойчивых ТМ по всему осадочному разрезу Центральной Сибири от верхнего протерозоя до нижнего мела отмечают З. З. Ронкина, М. Е. Каплан и Е. Г. Юдовный. В частности, по данным указанных авторов, в отложениях синийского возраста среднее содержание оливина в тяжелой фракции, по результатам 71 анализа, составляет 8,7 %.

Число подобных примеров можно значительно увеличить. При этом важно отметить, что по комплексу других литологических признаков перечисленные отложения находятся нередко на стадиях глубокого катагенеза (апокатагенеза) и метагенеза или начального метаморфизма.

Низкая химическая зрелость ТМА многих докембрийских отложений справедливо считается показателем отсутствия глубокого проявления процессов поверхностного химического выветривания при формировании этих отложений. По крайней мере, отчасти она может быть связана с проявлениями конседиментационного вулканизма в докембрии. Но одновременно она — показатель слабого проявления в соответствующих отложениях процессов постседиментационного внутрислойного растворения химически неустойчивых терригенных компонентов, причины чего выяснены далеко не в полной мере.

В связи со статистическим характером закономерности хроностратегического распределения ТМ (названной нами в честь

установивших ее геологов закономерностью Туле—Петтиджона) отмеченные выше и другие известные отклонения еще недостаточны для отрицания справедливости данной закономерности и нуждаются в детальном изучении.

Сохранение химически неустойчивых ТМ в весьма древних и глубоко погруженных осадочных толщах во многих случаях можно объяснить различными формами «запечатывания» («бронирования», «консервации») обломочных зерен. Наиболее эффективно «бронирование» реликтовых ТМ, приводящее к длительному сохранению химически относительно неустойчивых минералов, проявляется в конкреционных стяжениях, как это было показано М. Брамлеттом, а позднее Р. Вейлем, Т. Тоддом, Р. Фолком и др.

Многими авторами установлено явление запаздывания внутрислойного растворения ТМ в породах с низкими значениями пористости и проницаемости, особенно глинистых. Это — также особый тип «запечатывания» обломочных зерен. В последнее время установлено, что достаточно широко распространенный случай «запечатывания» («консервации») химически относительно неустойчивых ТМ в осадочных толщах связан с проникновением в породы-коллекторы углеводородных флюидов, приводящим к замедлению («ингибированию») или полному прекращению процессов внутрислойного растворения минералов.

Естественно, что «бронированные» («запечатанные») зерна ТМ, обладающих низкой химической устойчивостью, могут сохраняться на глубинах, на которых в относительно высокопористых и «незапечатанных» отложениях подобные ТМ уничтожены в результате проявления процессов внутрислойного растворения. Подобные «бронированные» реликты наблюдаются иногда не только в осадочных, но и в значительно более глубоко измененных метаморфических породах (Г. Винклер, Н. В. Логвиненко, В. Н. Шванов и др.).

К основным условиям, содействующим длительному сохранению химически относительно неустойчивых ТМ при ПВР, относятся: 1) бронирование другими первичными минералами осадка (например, глинистыми) в условиях низкой общей проницаемости породы; 2) бронирование вторичными, аутигенными минералами: а) заполняющими поры в межзерновом пространстве, б) образующими конкреционные или иные стяжения, включающие зерна ТМ, в) непосредственно покрывающими обломочные зерна труднорастворимой пленкой; 3) бронирование обломочных зерен углеводородной пленкой, сопровождающееся гидрофобизацией их поверхности; 4) бронирование («запечатывание», «консервация») обломочных зерен углеводородными флюидами, вытесняющими поровые воды (в том числе не сопровождающееся гидрофобизацией поверхности зерен при сохранении вокруг зерен остаточной пленочной воды).

Имеются случаи, когда причины сохранения химически неустойчивых ТМ в глубинных условиях остаются невыявленны-

ми и отсутствуют данные, свидетельствующие о тех или иных формах «запечатывания» минералов. Подобные случаи статистически не столь многочисленны, как случаи уничтожения неустойчивых минералов, но каждый из них, не получая удовлетворительного объяснения, ставит под сомнение представления о внутрислойном растворении обломочного вещества (их справедливость или универсальность).

В соответствии с результатами, полученными А. В. Копелиовичем, А. Г. Коссовской, Н. В. Логвиненко, В. Н. Швановым, В. Д. Шутовым и др., необходимо отметить, что весьма длительное (сотни миллионов лет) сохранение относительно неустойчивых ТМ может быть связано со специфическими региональными тектоническими причинами и обусловленными ими термодинамическими условиями постседиментационного преобразования обломочного вещества, прежде всего с отсутствием значительных температур и одностороннего давления, как это наблюдается в неглубоко погруженных отложениях платформенных областей.

Еще одной возможной причиной длительного сохранения химически относительно неустойчивых ТМ в условиях ПВР могут быть очень высокое исходное содержание этих минералов в осадке и крупные исходные размеры их зерен. Известно, что в некоторых случаях, особенно в областях вулканогенно-осадочного литогенеза, амфиболы, пироксены, биотит и некоторые другие минералы, обладающие низкой химической устойчивостью, являются не акцессорными, а одними из главных минералов накапливающихся отложений. А. В. Копелиовичем и В. Д. Шутовым для биотита было показано, что даже весьма длительные процессы ПВР не всегда приводят к полному исчезновению этих минералов, хотя и обусловливают их трансформацию, уменьшение размеров зерен и значительное снижение их содержания в породе.

Явление ПВР терригенных минералов устанавливается как при переходе ко все более глубоким стратиграфическим уровням, так и в пределах одного стратиграфического уровня при переходе от нефтесодержащих отложений к отложениям законтурного пространства нефтяных залежей. Последняя закономерность, различные аспекты которой раскрыты исследованиями Е. П. Ермоловой, В. Лоури, Н. А. Орловой, Г. Н. Перозио, Г. Э. Прозоровича, С. Г. Саркисяна, Г. Фюхтбауэра, К. Р. Чепикова, И. В. Швецовой, Р. М. Юрковой и ряда других авторов, является одним из наиболее веских аргументов, подтверждающих широкое проявление процессов ПВР химически неустойчивых ТМ.

Нельзя не обратить внимание на существование определенного парадокса в хроностратиграфическом распределении ТМ легкой и тяжелой фракций. Существование этого парадокса вытекает, в частности, из полученных А. Б. Роновым, М. С. Михайловской и И. И. Солодковой данных по эволюции минераль-

ного состава песчаных отложений и подтверждается многочисленными данными других авторов.

Как установили А. Б. Ронов и др., химическая зрелость ТМА легкой фракции, вопреки действию процессов ПВР, не повышается в направлении сверху вниз по разрезу осадочного чехла Восточно-Европейской платформы и сопредельных областей от современных отложений до верхнепротерозойских в интервале времени, охватывающем более 800 млн. лет, и в интервале глубин более 3000 м. Вместе с тем эти же авторы для тяжелой фракции этих же отложений установили, что «суммарное содержание неустойчивых минералов увеличивается почти в 30 раз от синия к четвертичному времени», объяснив это «эпигенетическим растворением наименее стойких минералов». Данный парадокс — очевидное несоответствие в особенностях эволюции ТМА легкой и тяжелой фракций — пока не получил удовлетворительного объяснения.

Если ограничиваться лишь фанерозоем, то можно прийти к выводу о том, что содержание полевых шпатов увеличивается в песчаниках с уменьшением возраста [11]. Однако учет имеющихся данных о докембрийских отложениях показывает, что для геологической истории в целом тенденция, которая с некоторым основанием позволила бы сопоставить данные о составе легкой фракции с данными о составе тяжелой фракции и с представлениями о внутрислойном растворении обломочного вещества, не выдерживается. Так, если воспользоваться данными А. Б. Ронова и других, содержание полевых шпатов в докембрийских песчаниках Восточно-Европейской платформы составляет 30,5 %, тогда как среднее содержание полевых шпатов в песчаниках по всему изученному ими разрезу платформы (докембрий+фанерозой) в два раза меньше (15,3 %). Принципиально сходные данные получены А. Энгелем и для Северной Америки.

Можно полагать, что существование данного парадокса является следствием совместного влияния ряда причин.

1. Как показали В. Хуан и В. Келлер, Ю. П. Казанский и др., условия поверхностного выветривания минералов в докембрии и фанерозое не были одинаковыми. Из-за различия этих условий оливин, пироксены, амфиболы, биотит, мусковит в докембрийских корах выветривания подвергались более интенсивному растворению, чем в фанерозойских, тогда как микроклин и другие полевые шпаты в условиях докембрийского выветривания, наоборот, были более устойчивыми, чем в фанерозое, особенно в позднем палеозое, мезозое и кайнозое. Это могло привести к значительному первоначальному, исходному несоответствию в степени зрелости ТМА легкой и тяжелой фракций накапливавшихся в докембрии осадков.

2. Присутствующие в составе ТМА легкой фракции осадочных пород полевые шпаты в условиях ПВР, очевидно, являются, как правило, относительно устойчивыми и, безусловно, более

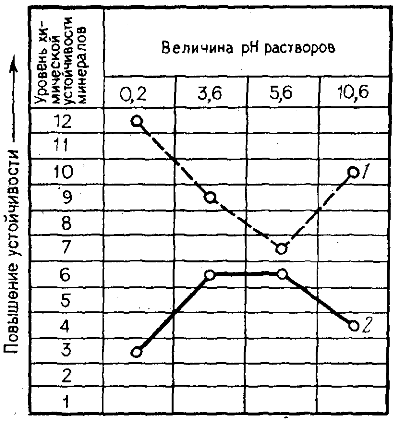


Рис. 6. Уровни химической устойчивости кварца (*1*) и альбита (*2*) при различных значениях pH раствора, по данным Е. Никкеля

устойчивыми, чем целый ряд ТМ тяжелой фракции (оливин, пироксены, амфиболы, биотит и др.). Существует мнение, что в этих условиях полевые шпаты могут быть даже более устойчивыми, чем кварц. Подобное мнение высказывала Е. С. Рабиханукаева, по данным которой соотношение химической устойчивости полевых шпатов и кварца при процессах постседиментационного изменения отложений в щелочной среде оказывается прямо противоположным тому, которое наблюдается при поверхностном выветривании. Геологические наблюдения и экспериментальные исследования показывают, что в некоторых условиях химическая устойчивость кварца существенно снижается, а возможно, и оказывается ниже устойчивости некоторых химически наиболее устойчивых и широко распространенных полевых шпатов.

Весьма интересные в этом отношении данные получены при исследовании устойчивости минералов в почвах различного типа. Как показал Г. А. Симонов [13], кварц химически существенно более устойчив, чем полевые шпаты, лишь в почвах с кислой реакцией среды. В слабокислых и нейтральных условиях химическая устойчивость кварца и калиевых полевых шпатов становится близкой. В щелочных условиях калиевые полевые шпаты устойчивее, чем кварц.

По результатам экспериментальных исследований Е. Никкеля [29], уровни химической устойчивости кварца и альбита при повышении pH раствора от 0,2 до 5,6 существенно сближаются (рис. 6) и при pH=5,6 устойчивость этих минералов близка. Правда, при pH=10,6, по данным Е. Никкеля [29], химическая устойчивость кварца вновь увеличивается, а альбита — снижается и кварц в этих условиях оказывается устойчивее альбита (как и при pH=3,6). В работе Е. Никкеля нет данных по калиевым полевым шпатам (ортоклаз, микроклин). Особенно интересными эти данные могли бы быть для значений pH= =5÷10. Но, по имеющимся данным, нельзя исключить вариант, что химическая устойчивость кварца может быть и ниже устойчивости калиевых полевых шпатов.

В вопросе о химической устойчивости полевых шпатов в условиях ПВР остается много неясного и противоречивого. Наряду с различными геологическими данными об их высокой

устойчивости, имеются сведения (Т. Агилар, М. Хильд и Р. Ларезе и др.), свидетельствующие о возможном постседиментационном внутрислойном растворении полевых шпатов. Так, например, Т. Агилар по результатам изучения особенностей распределения полевых шпатов в терригенных породах на севере Испании пришел к заключению, что полевые шпаты довольно неустойчивы при процессе ПВР, причем наименее устойчивы из них плагиоклазы, которые исчезают даже в тектонически относительно стабильных континентальных областях и в зонах слабого прогибания, тогда как более устойчивые калиевые полевые шпаты оказываются неустойчивыми и исчезают лишь в условиях интенсивного и глубокого прогибания.

В подобных случаях можно говорить в основном об опережении повышения зрелости ТМА тяжелой фракции в результате проявления процессов ПВР по сравнению с повышением зрелости ТМА легкой фракции. В легкой фракции накапливающихся отложений обычно нет или присутствует незначительное число минералов, которые в условиях ПВР обладают такой низкой химической устойчивостью, как перечисленные магнезиально-железистые тяжелые минералы и даже как более устойчивые тяжелые минералы группы эпидота, андалузит, титанит, а возможно, кианит, силиманит и др. Что касается химически наименее устойчивых полевых шпатов (прежде всего основных плагиоклазов), а также нефелина и других химически неустойчивых легких минералов, то они зачастую уничтожаются еще на стадиях, предшествующих осадконакоплению, и поэтому, как правило, отсутствуют в первичном составе ТМА легкой фракции. Постседиментационное повышение зрелости ТМА легкой фракции обычно требует существенно более интенсивного, длительного и глубокого проявления процессов ПВР, чем повышение (даже значительное) зрелости ТМА тяжелой фракции, особенно если в первичном составе последней в значительном количестве присутствовали оливин, пироксены, амфиболы и другие химически относительно неустойчивые ТМ.

3. Практически постоянное, в целом последовательно уменьшающееся, но периодически резко усиливающееся вовлечение в денудацию и осадкообразование свежих порций магматических и метаморфических пород, ведущее к общему снижению зрелости ТМА, способствует значительно большему снижению зрелости ТМА тяжелой фракции, чем легкой.

4. Практически постоянное, в целом последовательно увеличивающееся, хотя и периодически сокращающееся в масштабах повторное переотложение материала более древних осадочных пород, ведущее к повышению зрелости ТМА, приводит к значительно большему повышению зрелости ТМА легкой фракции, чем тяжелой.

Необходимо обратить внимание на то, что процессы ПВР химически неустойчивых в глубинных условиях ТМ и процессы рецикличности (повторного переотложения обломочного мате-

риала), в той или иной мере сопровождающиеся химическим и физико-механическим разрушением неустойчивых компонентов в поверхностных условиях (а также вовлечением в оборот в качестве источников сноса нередко высокозрелых осадочных пород), в общем действуют в одном направлении повышения химической зрелости ТМА осадочных толщ. Однако с учетом возраста отложений, зрелость которых возрастает при воздействии отмеченных процессов, результаты проявления этих процессов вступают в определенное противоречие.

Результаты ПВР должны быть максимальными в относительно древних и испытавших глубокое погружение отложениях. Именно в этих отложениях указанные процессы в целом проявились наиболее интенсивно, глубоко и в течение достаточно длительного времени. Как показывают факты [10, 11], особенно это сказывается на эволюции зрелости ТМА тяжелой фракции отложений. Результаты рецикличности обломочного материала, с учетом расширения ее масштабов в истории Земли и увеличения числа циклов переотложения, пройденных обломочным материалом осадочных толщ, и соответственно степени его переработки, наоборот, должны возрастать для более молодых отложений. Особенно это отражается на эволюции зрелости ТМА легкой фракции отложений. Анализ имеющихся достаточно многочисленных фактических данных приводит к отмеченному выше парадоксальному выводу: при всех периодических колебаниях зрелости отложений зрелость ТМА легкой фракции от древних отложений к молодым в целом возрастает (как это и должно быть в результате повторного переотложения обломочного вещества и повышения роли осадочных пород в составе источников сноса, но вопреки действию процессов ПВР), зрелость ТМА тяжелой фракции в этом же направлении, наоборот, убывает вопреки действию рецикличности, но находится в полном соответствии с действием процессов внутрислойного растворения.

Для объяснения третьей и четвертой причин рассмотрим вопрос о сравнительной распространенности химически устойчивых и неустойчивых минералов легкой и тяжелой фракций в кристаллических (магматических и метаморфических) и осадочных породах источников сноса. Соответствующие данные отражены в табл. 17.

В соответствии с данными, приведенными в табл. 17 (поле *А*), отметим существенный момент, касающийся состава магматических и метаморфических пород: химически устойчивые тяжелые минералы этих пород (циркон, рутил и турмалин, а также хромит, ильменит, монацит и др.) являются в них, как правило, акцессорными, тогда как породообразующие тяжелые минералы (амфиболы, пироксены, эпидот, биотит, оливин и др.) более всего изменяют зрелость ТМА тяжелой фракции, представляя собой химически относительно неустойчивые компоненты. В связи с этим усиление тектоно-магматической активности

Таблица 17

Сравнительная распространенность различных по химической устойчивости минералов легкой и тяжелой фракций в кристаллических и осадочных породах источников сноса

Породы	Минералы тяжелой фракции		Минералы легкой фракции		Процессы, приводящие к формированию ТМ ассоциаций
	устойчивые (циркон, рутил, турмалин и др.)	неустойчивые (амфиболы, пироксены, эпидот и др.)	устойчивые (кварц)	неустойчивые (полевые шпаты)	
Магматические и метаморфические	*A*		*B*		Вовлечение в денудацию и осадкообразование
	Акцессорные	*Породообразующие*	Породообразующие	Породообразующие	
Осадочные	*C*		*D*		Повторное переотложение
	Акцессорные	Акцессорные	*Породообразующие*	Второстепенные, реже главные породообразующие	

Примечание: В таблице отмечены наиболее типичные для ТМ ассоциаций минералы. По распространенности, как и обычно, выделены три класса минералов — породообразующие, второстепенные и акцессорные. Распространенность минералов оценена не для отдельных типов пород или их групп (гранитоиды, сланцы и т. п.), а для классов пород в целом. Курсивом выделены минералы, играющие наиболее значительную роль в относительном изменении химической зрелости ТМА легкой и тяжелой фракций. Данные табл. 17 принципиально близки сведениям, приведенным Дж. Гриффитсом [4].

и другие причины, вводящие в процессы денудации и осадкообразования даже сравнительно небольшое количество свежих порций магматических и метаморфических пород при отсутствии процессов интенсивного и длительного их химического выветривания, неизбежно должны приводить к существенному снижению химической зрелости ТМА тяжелой фракции накапливающихся отложений.

В легкой фракции многих распространенных магматических и метаморфических пород (см. табл. 17, поле *B*), наряду с химически относительно неустойчивыми породообразующими минералами, значительное распространение нередко имеет также кварц. В связи с этим введение в процесс осадкообразования материала свежих магматических и метаморфических пород не обязательно приводит к столь же значительному понижению зрелости ТМА легкой фракции, как и тяжелой. Это — третья из отмеченных выше возможных причин, обусловливающих наблюдаемое нередко несоответствие в закономерности распреде-

ления ТМ и изменения зрелости ТМА легкой и тяжелой фракций по разрезу.

Тяжелая фракция осадочных пород (см. табл. 17, поле *C*) сложена химически устойчивыми и неустойчивыми минералами. Учитывая это и то, что тяжелые минералы присутствуют в осадочных породах, как правило, в весьма небольшом количестве (не более 1 %), участие этих пород в составе источников сноса и многократное переотложение материала этих пород слабо влияют на изменение зрелости ТМА тяжелой фракции накапливающихся осадков, особенно если в составе источников сноса хотя бы в небольшом количестве присутствуют не подвергшиеся глубокому химическому выветриванию магматические или метаморфические породы.

В легкой фракции (см. табл. 17, поле *D*) зачастую кварц существенно преобладает над полевыми шпатами. Уже одно это (даже если допустить полную сохранность полевых шпатов при переотложении, что, конечно, не всегда верно) при участии осадочных пород в минеральном питании области осадконакопления приводит обычно к значительному повышению зрелости ТМА легкой фракции накапливающихся отложений, существенно большему, чем повышение зрелости ТМА тяжелой фракции. Это — четвертая причина отмеченного выше несоответствия.

Наряду с объективной, правильной оценкой действительной роли постседиментационных процессов в определении состава ТМА и все еще нередко недооценкой этих процессов и даже полным их игнорированием, можно заметить тенденцию к преувеличению их роли.

Одними из основных закономерностей в распределении ТМ являются последовательное усложнение состава ТМА тяжелой фракции и увеличение общего числа минеральных видов от древних отложений к современным. Эта закономерность отмечалась Ж. Туле, Н. Босуэллом, Ф. Петтиджоном, Н. М. Страховым и др.

Объясняют закономерность обычно проявлением процессов постседиментационного внутрислойного (внутрипластового) растворения химически неустойчивых ТМ, усиливающегося в направлении от молодых отложений к более древним. При таком подходе, однако, фактически игнорируются возможные первичные различия в составе ТМА накапливавшихся в разное время отложений. Вместе с тем существуют и другие причины, совместное проявление которых определяет отмеченную закономерность в распределении ТМ и влияет на первичный состав ТМА накапливающихся в различные геологические периоды осадков. Это прежде всего следующие основные причины.

1. Последовательное усложнение (от ранних этапов развития Земли до фанерозоя) минерального состава и видового разнообразия множества магматических и метаморфических пород, что вполне достоверно устанавливается современной петрологией.

2. Увеличение дифференцированности тектонических движений, высоты стояния материков, расчлененности рельефа областей сноса.

Эти два фактора содействовали последовательному увеличению полиминеральности, сложности и разнообразия, пестроты исходного состава подвергавшихся денудации пород источников сноса.

3. Похолодание и иссушение климата, появление и усиление резкости широтной климатической зональности.

Последние два фактора вели к общему снижению степени химического выветривания минералов в породах источников сноса и на последующих этапах седиментогенеза.

Снижение минеральной и химической зрелости состава ТМА во времени и снизу вверх по разрезу появляется на фоне все усиливающегося действия фактора, ведущего к противоположной по направленности эволюции состава ТМА накапливающихся отложений. Таким фактором является *повторное переотложение обломочного материала* (рецикличность). Исключительную значимость данного геологического фактора неоднократно подчеркивали Ф. Петтиджон, Н. М. Страхов, А. Б. Ронов, В. Н. Холодов, Х. Блэтт, М. В. Корж, С. Г. Саркисян и другие крупнейшие литологи. Основными параметрами, определяющими суммарный эффект действия данного фактора, являются: 1) площадь, занимаемая осадочными породами; 2) объем переотложенного материала; 3) многократность переотложения, число пройденных материалом осадочных циклов и связанная с этим степень переработки осадочного материала, его зрелость. Все эти параметры с течением времени последовательно (хотя и с некоторыми отклонениями) возрастают.

В связи с этим можно ожидать, что при последовательном возрастании влияния фактора рецикличности на состав формирующихся осадочных толщ отмеченные выше усложнение состава и снижение химической зрелости ТМА, начиная с некоторого момента, должны смениться противоположными тенденциями. Таким образом, в развитии террисферы (терригенной части стратисферы или седиментосферы, если рассматривать два последних термина в качестве равнозначных) должны существовать два наиболее крупных этапа: 1) восходящий — этап усложнения и 2) нисходящий — этап упрощения состава формирующихся (накапливающихся) ТМА.

В связи с периодическими значительными изменениями интенсивности протекания тектоно-магматических процессов на фоне общей направленности эволюции состава ТМА осадочных толщ проявляются значительные колебания степени сложности и зрелости состава ТМА — существенные повышения сложности и снижения зрелости, связанные с усилением тектоно-магматической активности, и снижения сложности и повышения зрелости, связанные со снижением тектоно-магматической активности

и возрастанием роли процессов рецикличности и ряда других геологических факторов, прежде всего климатического.

Хотя автор не проводил точных количественных подсчетов для террисферы, на основании приближенных качественных и количественных оценок по отдельным крупным регионам и отчасти для Земли, можно утверждать, что по всей сложности эволюции ТМА, ТМА тяжелой фракции осадочных толщ в целом находятся еще на восходящем этапе развития, тогда как ТМА легкой фракции — на нисходящем (по крайней мере, в течение всего фанерозоя). При этом отметим, что в природе не так уж редки случаи нарушения отмеченной в 1942 г. П. Крыниным и поддержанной Дж. Гриффтсом [4], Дж. Хьюбертом [25] и другими исследователями закономерности, согласно которой комплексы (ассоциации) легких и тяжелых ТМ в отложениях обычно обладают сходной степенью зрелости. Наиболее существенные и частые отклонения от этой закономерности* устанавливаются в докембрийских и современных отложениях. Для первых из них часты случаи, когда незрелая ТМА легкой фракции (например, в аркозовых песчаниках) сочетается с высокозрелой ТМА тяжелой фракции. Подобные сочетания ТМА легкой и тяжелой фракций широко устанавливаются, в частности, в верхнедокембрийских отложениях Восточно-Европейской платформы по весьма представительным результатам исследований А. Б. Ронова, М. С. Михайловской, И. И. Солодковой, Е. С. Бузулуцковой и др. Х. Вильямс, Ф. Тернер и Ч. Гилберт связывают подобные факты с постседиментационным внутрислойным растворением неустойчивых тяжелых ТМ при сохранении существенно более устойчивых в этих условиях щелочных полевых шпатов. Для современных отложений нередки противоположные случаи, когда высокозрелая олигомиктовая и даже анхимономинеральная кварцевая ТМА легкой фракции ассоциирует с весьма незрелой, например существенно амфиболовой, ТМА тяжелой фракции. Один из примеров подобного типа — ТМА глубоководно-морских песков на западе Северо-Атлантического шельфа, изученные Дж. Хьюбертом и В. Нилом. Впрочем, указанные авторы объясняют данный случай резкого несоответствия зрелости ТМА легкой и тяжелой фракций более высокой физико-механической устойчивостью, абразивной прочностью тяжелых минералов по сравнению с полевыми шпатами.

Отметим, что для обоснованной оценки роли того или иного геологического фактора в формировании ТМА каких-либо отложений чрезвычайно большое значение имеют *сравнительные* данные о составе ТМА этих отложений и подстилающих и перекрывающих их, и не только некоторого данного района, но и сопредельных с ним. Как указывают Ф. Петтиджон и др. [11],

---

* По данным Дж. Хьюберта [25], касающимся приоритета в ее установлении, эта закономерность может быть названа закономерностью П. Крынина.

«используя *сравнительные* данные, можно получить более ценное решение, чем на основе *абсолютных* оценок».

Например, химически высоко зрелый состав ТМА, как известно, может быть обусловлен действием различных геологических факторов, в частности предшествующим осадконакоплению глубоким поверхностным химическим выветриванием пород питающих провинций и катагенетическим внутрислойным растворением химически неустойчивых ТМ. Если при этом химическая зрелость ТМА возрастает в направлении сверху вниз по разрезу, то этот эффект может быть обусловлен любым из этих двух факторов. Но если химическая зрелость ТМА отложений увеличивается в направлении снизу вверх, как это установлено, например, для континентальных отложений среднеюрско-позднемелового возраста центральной и западной частей Вилюйской впадины (по данным В. И. Муравьева) или для отложений верхнего девона и низов нижнего карбона Марокко (по данным А. Пикю), то другой из факторов (катагенетическое внутрислойное растворение), естественно, не может быть основным. Большое значение при этом имеет комплексный подход, предусматривающий использование наряду с ТМ данными результатов изучения глинистых минералов, особенностей распределения в отложениях малых химических элементов и т. д.

Существование значительного несоответствия в постседиментационном изменении зрелости ТМА легкой и тяжелой фракций позволяет в принципе разграничивать в разрезах следующие возможные случаи (табл. 18).

Возникшее на стадии седиментогенеза распределение ТМ в осадочных толщах иногда может в той или иной мере нарушаться действием еще одного постседиментационного геологического фактора — поверхностного выветривания осадочных толщ. Действие данного фактора фиксируется нечасто и, по-видимому, значительно реже, чем оно имеет место в действительности. В работах Р. Вейля, А. Г. Коссовской, А. Ван Луна, В. И. Муравьева, Ф. Синдовского, Х. Фриса и др. показано действие данного, весьма существенного геологического фактора.

Х. Фрис [24] и др. к результатам постседиментационного выветривания ТМ относят: 1) увеличение отношения числа корродированных зерен к числу некорродированных зерен химически неустойчивых минералов; 2) уменьшение размеров зерен химически неустойчивых минералов; 3) уменьшение отношения содержания неустойчивых минералов к содержанию устойчивых; 4) исчезновение (уничтожение) отдельных химически неустойчивых минеральных видов.

Однако для заключения о том, что отмеченные факты обусловлены именно поверхностным выветриванием отложений, необходимы дополнительные сведения. Наиболее важными из данных, которые могли бы подтвердить подобное заключение, являются следующие.

Таблица 18

Факторы изменения зрелости ТМА легкой и тяжелой фракций (снизу вверх по разрезу)

Характер изменения зрелости	Фактор
I. Согласованное повышение	1. Усиление поверхностного выветривания пород в областях сноса 2. Поверхностное выветривание отложений 3. Рецикличность (?)
II. Согласованное понижение	1. Ослабление поверхностного выветривания пород в областях сноса 2. Выведение в зону денудации свежего материала (в том числе вулканогенного) 3. Внутрислойное растворение (?)
III. Повышение зрелости легкой фракции и снижение — тяжелой	1. Рецикличность 2. Внутрислойное растворение 3. Отчасти — денудация свежих пород (?), поступление (и переотложение) вулканогенного материала (?)
IV. Снижение зрелости легкой фракции и повышение — тяжелой	1. Изменение состава пород источников сноса 2. Внутрислойное растворение

1. Факты трансформации ТМ и их ассоциаций прослеживаются только в пределах отдельных, достаточно узких стратиграфических интервалов, тогда как вышележащие и, что особенно важно, нижележащие отложения не затронуты или же затронуты в существенно меньшей степени этими процессами.

2. В пределах толщи, затронутой поверхностным выветриванием, возрастание степени выветривания минералов прослеживается в направлении снизу вверх.

Эти факты совместно с другими, дополнительными геологическими данными позволяют отличать результаты влияния на ТМА процессов поверхностного выветривания отложений от результатов постседиментационного диа- и катагенетического внутрислойного растворения ТМ.

Что касается отличия результатов выветривания отложений от результатов выветривания исходных пород источников сноса, то, по А. Г. Коссовской, Х. Фрису и др., для уверенного их разграничения весьма существенно наличие специфических коррозионных ограничений зерен, а также особых поверхностных скульптур, которые не могли бы сохраниться при транспорти-

ровке и, таким образом, носят явно аутигенный характер, а также наличие специфических аутигенных минеральных новообразований, возникших in situ в результате процессов выветривания.

Весьма существенное значение при решении подобных вопросов имеют, конечно, общегеологические данные — наличие перерыва в осадконакоплении между подвергшимися выветриванию и вышележащими отложениями, перекрытие затронутых выветриванием отложений толщей, начинающейся с горизонта базальных конгломератов, и др.

На состав ТМА осадочных толщ в какой-то мере влияет постседиментационный фактор — механическое перераспределение ТМ в самих отложениях в результате проявления *процессов проседания* (просадки) тяжелых минералов под действием гравитации. Влияние данного фактора на состав ТМА (на трансформацию их первичного состава) является, однако, сравнительно ограниченным.

Во-первых, оно не меняет видового набора ТМ, а лишь несколько отражается на первичных количественных соотношениях между некоторыми из них в отдельных частях формирующихся слоев.

Во-вторых, некоторое перераспределение тяжелых ТМ под действием силы тяжести происходит, как правило, в пределах одного слоя или даже его части. При этом средние величины содержания минералов и количественные соотношения между ними для слоя в целом сохраняется неизмененными.

В-третьих, воздействию эффекта гравитационного проседания подвержены преимущественно наиболее тяжелые («сверхтяжелые») и относительно редкие в осадочных толщах минералы (золото, платина, в меньшей мере касситерит, вольфрамит и др.). Подавляющая масса встречающихся в осадочных толщах породообразующих и акцессорных ТМ легких и тяжелых фракций практически не испытывает значительного проседания в уже сформировавшемся осадке.

Более того, по экспериментальным данным Н. В. Хмелевой и Н. П. Григорьева, гравитационное проседание даже золота и возникновение повышенных его концентраций в приплотиковой части слоя характерно лишь для зоны привноса, да и то оно в значительной мере связано с повторным перемывом аллювия, т. е. является, в сущности, седиментогенным, отражающим условия осадконакопления, а не вторичным, постседиментационным, внутрипластовым, не связанным с условиями осадконакопления и нарушающим первичную, возникшую на стадии седиментогенеза картину распределения ТМ в разрезе аллювия. Непосредственно в зоне первичной аккумуляции, как показали исследования Н. В. Хмелевой и Н. П. Григорьева, эффект гравитационного проседания в осадке даже золота проявляется очень слабо. Формирование россыпей (в том числе плотиковых, приплотиковых, «висячих») в результате перемыва (как

правило, многократного) обломочного материала, в том числе при отсутствии сколько-нибудь значительного латерального перемещения тяжелых россыпеобразующих ТМ, не может рассматриваться как проявление эффекта постседиментационного гравитационного проседания тяжелых минералов. Оно является обычным автохтонным седиментогенным россыпеобразованием за счет материала так называемых вторичных или промежуточных коллекторов.

В-четвертых, С. В. Колесовым, В. Т. Кардашем, С. С. Осадчим и др. установлено что гравитационное проседание в осадке испытывают главным образом обломочные зерна тяжелых минералов крупнее 0,5 мм. Для более легких ТМ тяжелой фракции (циркона, рутила, ильменита, турмалина и др.) и тем более для фракции —0,25+0,01 мм эффект постседиментационного гравитационного проседания не является существенным, не может привести к заметному перераспределению ТМ в осадке и им можно пренебречь (исключение составляют специальные исследования в области геологии золотоносных, платиноносных, оловоносных россыпей и др.).

В качестве предположения отметим, что гравитационное проседание наиболее тяжелых минералов в осадке, вероятно, несколько больше развито в сейсмически активных областях в результате повторяющихся сейсмических толчков, «просеивающих» минералы в высокопористом нелитифицированном осадке. Это — одно из возможных проявлений действия *сейсмотектонического* фактора, его влияния на состав ТМА осадочных толщ.

Существуют и другие геологические факторы, влияющие на распределение и перераспределение ТМ. Одними из наиболее значительных среди них являются *биологические, криологические* и, возможно, *гидрохимические* факторы, на что указывают Н. А. Шило, А. П. Лисицын, Ю. В. Шумилов, Ф. И. Цхурбаев и др. К сожалению, точная реконструкция и учет роли каждого из этих факторов в формировании и эволюции ТМА осадочных толщ, особенно ископаемых, весьма затруднительны. Тем не менее в некоторых случаях имеются конкретные данные, позволяющие с достаточным основанием предполагать существенное влияние этих геологических факторов на состав ТМА отложений.

Так, например, Р. Грам считает существенной роль *биологических агентов* в определении состава ТМА рифовых отложений. Он установил что в современных рифовых отложениях у побережья Флориды концентрация тяжелых минералов в 10 раз выше, чем в соседних районах с преимущественно песчаными донными осадками. Р. Грам связывает это с деятельностью организмов-рифообразователей, поглощающих тонкодисперсный материал из околорифового осадочного вещества и этим содействующих его минералогической сортировке.

Это не единственное объяснение установленного факта. Действие биологических агентов на различных этапах терригенного

осадочного процесса может быть существенным по значению и разнообразным по характеру, и его нельзя игнорировать. Особенно значительна роль организмов в процессах выветривания минералов при переносе и осаждении вещества — по А. П. Лисицыну, Н. А. Айбулатову, В. А. Друщицу и др.

Наряду с рассмотренными в данной главе тенденциями в распределении ТМ проявляются многочисленные локальные особенности распределения ТМ, определяемые спецификой местных, локальных факторов («подфакторов» или «микрофакторов») и условий протекания осадочного процесса, действующих как в течение длительного времени (например, характер плотика), так и весьма кратковременных (например, изменения гидрометеорологических условий). Существенное влияние широкой гаммы подобных локальных факторов и условий на состав и структуру накапливающихся осадков неоднократно фиксировалось специалистами в области океанологии и литодинамики, гидрологии и динамики русловых потоков, четвертичной геологии и геоморфологии, геологии россыпей и обогащения полезных ископаемых, теоретически моделировалось и воспроизводилось с тем или иным приближением экспериментально. Одно из последних обобщений в данной области выполнено Б. М. Осовецким [9], предпринявшим по материалам изучения современного аллювия попытку выделить и оценить влияние на терригенный аллювиальный седиментогенез локальных геологических факторов и условий в основном гидродинамического характера.

Из весьма многочисленных локальных «микрофакторов» и «микроусловий» можно отметить, что химическая устойчивость одного и того же минерала может быть различной в зависимости от общего состава подвергающейся химическому воздействию породы, от того, какие минералы и в каком количестве сопутствуют данному минералу, в частности от присутствия или отсутствия сульфидов. Данный локальный геологический фактор устанавливается, в частности, по результатам изучения зон окисления рудных месторождений, из исследований по подземному выщелачиванию и из общих химических представлений о растворимости минералов.

Необходимо отметить, однако, ограниченность возможностей обоснованной детальной реконструкции и раздельного учета влияния на состав ТМА различных локальных факторов осадочного процесса, особенно если речь идет не о современных или весьма молодых ископаемых отложениях. В терригенной минералогии существуют трудности с обоснованием реконструкций и раздельным учетом даже немногих совокупных, основных факторов осадочного процесса, определяющих основные особенности распределения ТМ в осадочных толщах [11]. И тем не менее при реконструкции любого геологического фактора всегда желательно стремление к максимально возможной детализации его характера (наряду со стремлением к максималь-

ной правильности и обоснованности заключений). Это имеет не только научное, но и практическое значение, в частности в связи с геолого-поисковыми работами на ископаемые россыпи различного типа.

Глава IV

СВОЙСТВА И ОСОБЕННОСТИ ПОВЕДЕНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ МИНЕРАЛОВ В ХОДЕ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА

Предварительные замечания

А. Е. Ферсман указывал, что настоящая геохимия отдельных элементов будет построена только тогда, когда можно будет нарисовать картину их перемещения, концентрации и рассеивания не как сумму эмпирически нанизанных фактов, а как необходимый и обязательный результат тех физических и химических свойств атомов и ионов, которые определяют всю их природу и все их поведение в земной коре. Подход, принципиально полностью гомологичный приведенному выше подходу в геохимии, безусловно, должен быть использован и в терригенной минералогии.

В поверхностных условиях земной коры минералы подвергаются *химическому* (и биохимическому) воздействию, ведущему к их растворению, разложению и замещению другими минералами, *гидроаэродинамическому* и иному воздействию, способствующему перемещению минералов, и *физико-механическому* воздействию, при котором они измельчаются и разрушаются, главным образом, вследствие дробления и истирания. В основном химическое воздействие продолжается и после седиментации ТМ. Податливость минералов этим воздействиям именуется соответственно растворимостью, подвижностью, дробимостью, истираемостью. Сопротивляемость минералов этим воздействиям называется соответственно их химической, гидроаэродинамической и физико-механической устойчивостью. С величиной этой устойчивости связана одна весьма важная (например, в практических целях) характеристика каждого минерала — миграционная способность, в качестве которой рассматривается максимально возможное удаление ТМ от коренных источников при сохранении обломочными зернами некоторых минимальных размеров.

Все эти свойства минералов, зависящие прежде всего от их состава и строения, определяют поведение ТМ в осадочном процессе на всех его стадиях и этапах — от самых начальных этапов седиментогенеза (включая гипергенез) до наиболее поздних — глубокого постседиментационного преобразования вещества, вызывая сохранение или уничтожение минералов, их кон-

центрацию или рассеяние, а также ведут к совместному накоплению различных минералов или к их разделению в ходе осадочного цикла.

Свойства, проявляемые минералами в процессе седименто- и литогенеза, назовем седименто- и литогенетическими.

Различные зерна одного и того же минерального вида не тождественны по свойствам. Они изменяются в тех или иных пределах в зависимости от таких, например, варьирующих характеристик минеральных зерен, как их размеры в исходных породах, морфология, степень совершенства кристаллической структуры, наличие различных изоморфных примесей, включений и т. п. В связи с этим ниже речь идет, как правило, о *среднестатистических* значениях тех или иных свойств каждого из минералов, о *статистически* проявляющихся особенностях поведения ТМ.

Химическая устойчивость

Проблема устойчивости («жизнестойкости», по Х. Блэтту [21]), прежде всего химической устойчивости, ТМ в различных условиях протекания осадочного процесса, безусловно, является одной из важнейших проблем терригенной минералогии.

Результатом исследований по данной проблеме было выявление существующих в природе рядов устойчивости ТМ. Построение таких рядов проводится приблизительно с 1913 г., когда Ж. Туле, обобщив накопленные к тому времени геологами, химиками, почвоведами довольно многочисленные наблюдения, расположил ТМ в такой последовательности по увеличению их химической устойчивости в условиях выветривания: оливин, пироксен, амфибол, апатит, плагиоклаз, ортоклаз, биотит, мусковит, кварц, рутил, циркон, корунд. По поводу положения отдельных ТМ в данном ряду могут быть высказаны сомнения (в частности, представляются несколько завышенными места биотита и корунда в данном ряду), но в целом данный ряд правильно отражает природные соотношения устойчивости минералов.

За прошедшее с тех пор время установлены при сравнительном изучении исходных и осадочных пород, экспериментально — для разных условий и теоретически — для различных кристаллохимических и других особенностей минералов десятки рядов устойчивости ТМ. Анализируя развитие и современное состояние представлений об устойчивости минералов, отметим следующее. Давно было обращено внимание на то, что ряды (последовательности) относительной устойчивости одних и тех же минералов по отношению к процессам химического разложения и физического разрушения не тождественны. Более глубокое исследование данной проблемы показало, что относительная устойчивость минералов не тождественна в коре выветривания и в зоне глубинного катагенеза. Еще более детальный

подход, характерный для работ И. И. Гинзбурга, В. П. Петрова, Ф. В. Чухрова, Ю. П. Казанского, Ф. Лафнена, Е. Никкеля и других, приводит к представлению о том, что в каждой из этих зон, прежде всего в зоне гипергенеза, относительная химическая устойчивость минералов также может быть различной в зависимости от исходного состава пород и условий протекания процессов выветривания. Я. И. Ольшанский, Р. П. Рафальский, В. Д. Тредвелл и ряд других авторов показали, что используемые в геологической литературе расчетные значения растворимости минералов не подтверждаются экспериментальными исследованиями. Расхождения между этими данными огромны. При этом авторы справедливо подчеркивают большую достоверность и соответственно предпочтительность экспериментально установленных величин растворимости минералов.

Химическая устойчивость каждого из них (в том числе принадлежность к химически устойчивым или неустойчивым) в различных условиях седименто- и литогенеза, естественно, неодинаковая. Эти условия не совпадают для разных глубин Земли, климатических зон и этапов геологической истории, в частности до появления наземной растительности и после ее появления (данные А. Бэйсу, Дж. Каули, Р. Барруса, Х. Холланда и др.). Однако относительная химическая устойчивость ТМ в различных условиях нередко сохраняется достаточно близкой. Например, практически во всем широком диапазоне природных условий циркон и рутил являются химически более устойчивыми, чем оливин, пироксены, амфиболы; мусковит более устойчив, чем биотит; хромшпинелиды и алюмошпинели более устойчивы, чем магнетит и другие ферришпинели и т. п.

Анализируя существующие в данной области представления, отметим, что, хотя до сих пор нет однозначности в определении относительной химической устойчивости ТМ, устанавливаемые ряды относительной химической устойчивости ТМ достаточно близки. Сопоставление химической устойчивости ТМ, проявляемой ими в различных условиях, показывает, что соотношения между величинами химической устойчивости некоторых минералов выдерживаются не всегда одинаковыми и минералы, более устойчивые, чем другие, в одних условиях, в других оказываются, по сравнению с теми же ТМ, менее устойчивыми. Таким образом, ряд относительной химической устойчивости ТМ в различных условиях может претерпевать перестройку, незначительную или существенную. Прежде всего это относится к сравнению относительной химической устойчивости минералов в условиях поверхностного выветривания и глубинного катагенеза (особенно при значительном направленном давлении), а также, возможно, в условиях поверхностного выветривания, существовавших на различных этапах развития Земли (в архее, протерозое, начале палеозоя и в остальной части фанерозоя).

Изменения условий среды (например, изменение pH среды, различия в составе ассоциации совместно растворяющихся ми-

Таблица 19

Ряды устойчивости минералов к растворению при различных значениях pH раствора (по результатам 30-дневной обработки зерен крупностью 20—35 мкм) [29]

pH=0,2	pH=3,6	pH=5,6	pH=10,6
Кварц	Циркон, рутил	Циркон, рутил	Циркон, рутил
Рутил	Мусковит	Мусковит	Альмандин, ставролит
Кианит, мусковит	Кварц	Кианит	Кварц
Турмалин	Роговая обманка	Турмалин, ставролит	Роговая обманка
Циркон	Кианит	Кварц	Апатит
Роговая обманка	Альбит	Эпидот, альбит	Мусковит
Ставролит	Ставролит	Роговая обманка	Кианит
Эпидот	Турмалин	Альмандин	Турмалин
Альбит	Эпидот	Апатит	Альбит
Альмандин	Альмандин		Эпидот
Апатит	Апатит		

Примечания: 1. Устойчивость минералов снижается в направлении сверху вниз. 2. Ряд устойчивости минералов при pH=10,6, приведенный в работе Е. Никкеля [29], в одном случае имеет вид как в таблице, а в другом минералы первых двух строчек совмещены в одну (т. е. устойчивость циркона, рутила, альмандина и ставролита показана равной, а положение всех остальных минералов смещено на одну строку вверх).

нералов и др.) существенно влияют на химическую устойчивость минералов. При этом, в частности, изменение pH среды по-разному влияет на растворимость различных минералов. Это приводит к той или иной трансформации, перестройке ряда относительной химической устойчивости минералов, к тому, что для каждого значения pH среды существует свой ряд химической устойчивости минералов, который может отличаться от других рядов не только абсолютной величиной растворимости каждого минерала, но и по относительным (взаимным) положениям минералов в ряду. Приведем в этой связи некоторые данные по химической устойчивости ТМ, полученные экспериментально Е. Никкелем [29] (табл. 19). Более ранние сведения обобщены в широко известных трудах Т. ван Андела, В. П. Батурина, Р. Вейля, Л и К. Драйденов, А. Кайе и Ж. Трикара, А. Г. Коссовской, А. А. Кухаренко, Н. В. Логвиненко, Г. Мильнера, Ф. Петтиджона, Ф. Смитсона, Г. Фюхтбауэра и др.

Полученные Е. Никкелем ряды в основном подтверждают имевшиеся ранее обоснованные представления об относительной химической устойчивости различных минералов в условиях поверхностного выветривания и постседиментационного внутрислойного растворения. Существует, однако, и ряд отклонений. Наиболее неожиданными оказались два полученных Е. Никкелем результата:

1) несколько пониженная устойчивость турмалина при любых значениях pH — более низкая, в частности, по сравнению

с устойчивостью кианита, а иногда (особенно при pH=3,6 и pH=10,6) более низкая, чем устойчивость ряда других минералов, обычно считающихся менее устойчивыми, чем турмалин;

2) высокая устойчивость роговой обманки, превосходящая устойчивость многих других минералов, особенно при pH=3,6 и pH=10,6, когда устойчивость роговой обманки оказалась, в частности, существенно выше, чем турмалина.

Полученные Е. Никкелем ряды содержат важную информацию, в значительной мере согласующуюся с наблюдаемыми в природе данными. Так, например, оказалось, что в условиях кислой среды кианит химически более устойчив, чем ставролит, однако при росте значений pH их устойчивость сближается. При значениях pH=10,6 устойчивость кианита существенно понижается, тогда как устойчивость ставролита возрастает. В результате устойчивость ставролита в этих условиях оказывается значительно выше, чем у кианита. Более высокую химическую устойчивость ставролита в условиях постседиментационного внутрислойного растворения, по сравнению с устойчивостью кианита, подтверждают детальные исследования А. Мортона [27].

Д. Бюргер экспериментально установил следующую последовательность повышения химической устойчивости при процессах выветривания ряда наименее устойчивых кальцийсодержащих минералов: кальцит, доломит — битовнит — апатит — лабрадор — олигоклаз — диопсид — авгит — роговая обманка, гроссуляр. При этом он подчеркнул, что с изменением условий выветривания относительное положение минералов в этом ряду изменяется.

Отметим, что установленные вариации в рядах относительной химической устойчивости минералов для целого ряда наиболее распространенных ТМ (циркон, рутил, турмалин, ильменит+лейкоксен, силлиманит, эпидот, амфиболы, пироксены и др.), при всех расхождениях между данными различных авторов, как правило, не очень велики. Для большинства наиболее распространенных ТМ тяжелой фракции почти все авторы указывают на одну и ту же последовательность минералов по их относительной химической устойчивости на всех стадиях и этапах седименто- и литогенеза. Эта последовательность в направлении уменьшения устойчивости минералов примерно такова: циркон, рутил — турмалин — кианит, ставролит — силлиманит — эпидот — роговая обманка — авгит — оливин. Устойчивость циркона и рутила, кианита и ставролита обычно считается близкой, однако указываемая разными авторами последовательность взаимного расположения этих минералов в ряду химической устойчивости различна. Наиболее распространенные ТМ тяжелой фракции, в силу их высокой распространенности и достаточно определенного, фиксированного положения в ряду химической устойчивости ТМ, могут рассматриваться в качест-

ве реперов шкалы химической устойчивости, по отношению к которым в конкретном случае удобно определять устойчивость ТМ. Ниже широко используется подобный подход, принципиально аналогичный получившему признание и чрезвычайно широкое распространение в минералогии подходу к определению твердости минералов по шкале Мооса.

Положение других ТМ в ряду химической устойчивости менее определенно и, кроме того, нередко существенно различно для разных стадий осадочного процесса. Последнее, по общему мнению, относится прежде всего к альмандину и апатиту, химическая устойчивость которых в условиях постседиментационного внутрислойного растворения существенно выше, чем в условиях поверхностного выветривания. По А. Мортону [27], устойчивость альмандина в этих условиях даже выше устойчивости ставролита (устойчивость убывает в направлении альмандин — ставролит — кианит). Не противоречат этому и экспериментальные данные Е. Никкеля [29]. По А. Г. Коссовской, однако, химическая устойчивость гранатов в условиях глубинного катагенеза является все же существенно более низкой.

В качестве терминологического замечания следует сказать, что, например, магнетит (и не только) обычно рассматривается как химически неустойчивый минерал, но иногда — как устойчивый. Здесь нет, по существу, противоречия. Дело в том, что в предложенных авторами многочисленных рядах химической устойчивости минералов указывается, как правило, *относительная* устойчивость минералов. При этом имеет значение положение каждого минерала относительно других минералов в ряду устойчивости, а не название «устойчивый» или «неустойчивый». Важно, что при любом из этих наименований магнетит стоит в ряду устойчивости несколько выше оливина, пироксенов и амфиболов и значительно ниже — циркона, турмалина, рутила. Если при этом магнетит относится к неустойчивым, то минералы первой группы (оливин и др.) принадлежат к весьма неустойчивым, а второй (циркон, и др.) — к устойчивым. Если же магнетит именуется устойчивым, то минералы первой группы считаются неустойчивыми, а второй — весьма устойчивыми, сверхустойчивыми и т. п. [11]. Таким образом, подобные различия касаются, главным образом, наименований, оценка относительной устойчивости минералов при этом остается неизменной. Тем не менее нельзя считать удачным распространенное в настоящее время положение, когда вполне определенный минерал одни авторы именуют химически устойчивым, а другие — неустойчивым или даже весьма неустойчивым.

Причины такого положения — неопределенность понятий «химически устойчивый (неустойчивый) минерал», отсутствие шкалы отсчета величины химической устойчивости минералов. В значительной мере этим обусловлены, по-видимому, и такие нередкие негативные случаи, когда, например, эвксенит, счита-

ется весьма устойчивым в коре выветривания [14, с. 189], апатит — устойчивым (М. И. Конса, Х. А. Вийдинг), а ставролит, кианит и силлиманит, значительно более устойчивые, чем эвксенит и апатит, классифицируются малоустойчивыми (Х. А. Вийдинг, А. Э. Клеесмент и др.). Весьма многочисленные примеры подобного рода можно найти и в оценках химической устойчивости ТМ, приведенных в работах Г. Б. Мильнера. Согласно оценкам этого исследователя, например, халькопирит и базальтическая роговая обманка являются устойчивыми минералами, а хромит и ильменит считаются минералами «средней устойчивости».

Наиболее достоверный способ определения устойчивости ТМ в тех или иных геологических условиях и процессах — сравнение наблюдаемых в настоящее время содержаний минералов в подвергшихся соответствующим процессам геологических образованиях (C_1) с их исходными содержаниями (C_0), существовавшими до начала проявления этих процессов. Соответствующие или принципиально подобные им коэффициенты устойчивости (K_s) применены в геологии С. И. Гурвичем, В. С. Шубом и др. и в почвоведении (в частности, под названиями «коэффициента относительного изменения» [13 и др.] и «коэффициента обогащения» [14 и др.]). При этом в наименованиях и обозначениях коэффициентов устойчивости ($K_s=C_1/C_0$) целесообразно указывать, какая именно устойчивость имеется в виду — химическая ($K_{s(ch)}$), физико-механическая ($K_{s(ph)}$) или гидроаэродинамическая ($K_{s(hd)}$) и для каких процессов она определяется — процессов выветривания ($K_{s(ch,\,w)}$), внутрислойного растворения ($K_{s(ch,\,is)}$) и т. д., а также для какого именно минерала проводятся вычисления (например, $K_{s(ch,\,w)}(Z)$ — коэффициент химической устойчивости циркона при процессах выветривания; и т. п.).

Необходимо подчеркнуть, что при вычислении конечных содержаний (C_1) минералов с целью последующего определения величины коэффициентов устойчивости (K_s) необходимо принимать в расчет только те минералы (приравнивая их сумму к 100 %), которые присутствовали в исходном, первоначальном составе породы и входили в подсчет содержаний (C_0) минералов. Любые другие минералы, их присутствие и содержание могут указываться отдельно, но при вычислении значений C_1 они учитываться не должны. Необходимо исключать из подсчетов при определении C_1 все новообразованные, аутигенные минералы, возникшие в процессе изменения исходного минерального состава породы. Рассматриваемые коэффициенты характеризуют устойчивость каждого единичного ТМ и принципиально отличаются от широко используемых в геологии россыпей и терригенной минералогии вообще коэффициентов устойчивости *ТМ ассоциаций*. Последние по заключенной в них геологической информации более правильно именовать коэффициентами химико-минералогической *зрелости* ТМА.

При определении величины K_s достаточно сложно реконструировать исходный минеральный состав вещества и доказать то, что наблюдаемые изменения этого состава обусловлены действием именно данного процесса, данного геологического фактора или факторов.

Для определения устойчивости минералов в условиях поверхностного выветривания большие возможности дает сравнительное минералогическое исследование коренных пород и различных зон вертикального профиля развитой по этим породам коры выветривания. Соответствующие данные широко известны из работ С. С. Голдича, В. Д. Гримма, Ю. П. Казанского и др. В дополнение к ним приведем интересные данные Г. В. Нестеренко и В. М. Цибульчика, характеризующие средний минеральный состав тяжелых фракций габбро, амфиболитов и развитые по ним коры выветривания в северо-западной части Кузнецкого Алатау (табл. 20).

На основе данных, приведенных в табл. 20, можно построить ряд уменьшения величины химической устойчивости минералов (в скобках указаны значения $K_{s(ch,\ w),\ ср}$ для каждого минерала): циркон (9,25) — рутил (7,75) — анатаз (6,79) — ильменит (3,65) — титаномагнетит (0,65) — магнетит (0,10).

Используя подобный подход, В. С. Шуб, Г. И. Цаур и В. М. Якушев получили значения коэффициентов химической устойчивости минералов тяжелой фракции на основе сравнения их содержаний в кислых, средних, основных и ультраосновных интрузивных, а также метаморфических породах и развитых по ним корах выветривания (табл. 21).

Таблица 20

Средний минеральный состав тяжелых фракций пород (% от объема фракций, по Г. В. Нестеренко и В. М. Цибульчику) и значения коэффициентов химической устойчивости минералов

Минералы	Неизменная исходная порода (габбро) (C_0)	Кора выветривания (C_1)	$K_{s\ (ch,\ w)}$	Неизмененная исходная порода (амфиболит) (C_0)	Кора выветривания (C_1)	$K_{s\ (ch,\ w)}$	$K_{s\ (ch,\ w),\ ср}$
Магнетит	44,3	0,3	0,01	40,4	7,9	0,20	0,10
Титаномагнетит	39,7	25,9	0,65	—	—	—	0,65
Ильменит	13,5	73,3	5,43	39,8	74,8	1,88	3,65
Рутил	+	+	—	0,8	6,2	7,75	7,75
Циркон	+	+	—	0,4	3,7	9,25	9,25
Анатаз	0,6	0,2	0,33	0,4	5,3	13,25	6,79
Количество фракций	22	8	—	46	11	—	—

Таблица 21

Коэффициенты химической устойчивости минералов при выветривании (по В. С. Шубу, Г. И. Цауру и В. М. Якушеву)

Минералы	Значения коэффициентов устойчивости		Минералы	Значения коэффициентов устойчивости	
	Пределы колебаний	Среднее		Пределы колебаний	Среднее
Ставролит	2,56—3,85	3,20	Эпидот	0,09—1,24	0,47
Циркон	0,02—8,35	2,52	Амфиболы	0,02—0,59	0,28
Хромшпинелиды	0,10—4,44	2,10	Гранат	0,04—0,60	0,20
			Апатит	0,04—0,28	0,15
Турмалин	0,05—3,39	1,72	Магнетит	0,03—0,33	0,13
Ильменит	0,20—2,66	1,07	Титанит	0,02—0,27	0,08
Кианит	0,22—2,50	0,98	Пироксены	0,00—0,36	0,08
Рутил	0,65—0,66	0,66			
Лейкоксен	0,41—0,83	0,62			

Приведенные в табл. 21 данные соответствуют распространенным представлениям в этой области. Основные отличия состоят в следующем.

1. Низкие значения коэффициента устойчивости получены для рутила и лейкоксена, в том числе низкими оказываются верхние значения коэффициента для этих минералов. Рутил и лейкоксен обычно концентрируются в продуктах выветривания, и, по крайней мере, верхние значения коэффициента устойчивости должны были зафиксировать это.

2. Низкими оказались нижние значения коэффициента для турмалина, хромшпинелидов и циркона. Исходя из этого, можно сделать вывод о том, что в некоторых случаях химическая устойчивость циркона в условиях выветривания является чрезвычайно низкой и что циркон иногда является одним из химически наименее устойчивых минералов. Крайне малая правдоподобность этого заставляет полагать, что причина полученных столь низких значений для этого минерала обусловливается неточностями, возможно, методического характера, например включение в подсчет не только исходных минералов породы, но и тех или иных новообразованных, аутигенных минералов. Возможно, что именно эти (или какие-либо иные) неточности при определении значений коэффициента устойчивости циркона, рутила и некоторых других минералов привели к тому, что наибольшие средние значения этого коэффициента оказались у ставролита (присутствующего в иных, преимущественно метаморфических породах).

Значительный интерес представляет анализ полученных В. В. Ляховичем данных о содержании различных акцессорных минералов в неизмененных гранитоидах и продуктах их поверх-

Таблица 22

Содержание (в г/м^3) акцессорных минералов в неизмененных гранодиоритах (1) и сильно каолинизированных гранитах (2), по В. В. Ляховичу, и значения коэффициента химической устойчивости минералов

Минералы	Породы		K_s	Место в ряду убывающей химической устойчивости
	1	2		
Циркон	948,53	676,76	0,71	8 (?)
Ортит (алланит)	3,16	63,86	20,21	4
Уранинит	3,65	—	<0,01	16—20
Торит	24,88	20,11	0,81	7
Галенит	0,49	0,18	0,37	10
Халькопирит	3,02	—	<0,01	16—20
Молибденит	5,25	2,00	0,38	9
Пирротин	0,12	—	<0,25	16—20
Пирит	8,76	0,18	0,02	14
Магнетит	55 474,65	165,65	0,003	15
Титаномагнетит	34,60	41,90	1,21	6
Ильменит	—	41,90	>1397	1—3
Сфен (титанит)	4 556,45	177,55	0,04	13
Рутил	6,24	2,00	0,32	11 (??)
Шеелит	0,99	—	<0,03	16—20
Апатит	5 100,96	1578,88	0,31	12
Дистен (кианит)	—	1,82	>60,67	1—3
Ставролит	—	5,35	>178,33	1—3
Гранат	46,95	—	<0,001	16—20
Эпидот	117,74	256,36	2,18	5

ностного каолинового выветривания, развитых в различных районах Советского Союза (табл. 22—25)*.

Из данных табл. 22 последовательный ряд ТМ по убыванию химической устойчивости минералов в условиях поверхностного каолинового выветривания следующий: ильменит, ставролит, кианит — алланит — эпидот — титаномагнетит — торит — циркон (?) — молибденит — галенит — рутил (??) — апатит — титанит — пирит — магнетит — пирротин, шеелит, уранинит, халькопирит, гранат.

Приведенный ряд отчасти совпадает с известными рядами минералов или близок к ним. Имеются, однако, и довольно су-

* Примечание к табл. 22—25. Полностью или в значительной мере вторичные, гипергенные, эпигенетические (по А. И. Перельману) и аутигенные минералы из рассмотрения исключены. Результаты, вызывающие сомнение, помечены знаком вопроса. Прочерк указывает на отсутствие минерала или его содержание в количестве менее 0,03 г/м^3. В приведенных по данным табл. 22—25 рядах химической устойчивости минералы, взаимное положение которых не может быть указано с достаточным основанием, обычно разделены запятой. В таблицах сохранена последовательность минералов, принятая В. В. Ляховичем.

Таблица 23

Содержание (в г/м³) акцессорных минералов в неизмененных гранитах (1) и каолинизированной гранитной дресве (2), по В. В. Ляховичу, и значения коэффициента химической устойчивости минералов K_s

Минералы	Породы 1	Породы 2	K_s	Место в ряду убывающей химической устойчивости
Колумбит	1,31	—	<0,02	18—22
Тантало-ниобаты	0,34	0,04	0,12	12
Монацит	686,48	489,55	0,71	6
Циркон	215,53	50,24	0,23	10
Ортит (алланит)	91,42	—	<0,0003	18—22
Берилл	—	0,10	>3,33	1—4 (?)
Галенит	—	0,06	>2,00	1—4 (??)
Халькопирит	0,28	0,19	0,68	7 (?)
Пирит	1,38	0,93	0,67	8 (?)
Магнетит	103,29	0,32	0,003	16
Ильменит	92,69	4,79	0,05	13
Сфен (титанит)	0,28	—	<0,11	18—22
Рутил	0,80	0,15	0,19	11
Касситерит	0,07	0,04	0,57	9
Корунд	0,80	1,12	1,40	5
Флюорит	3,17	0,06	0,02	14
Апатит	922,23	7,24	0,01	15
Андалузит	3,52	—	<0,01	18—22
Ставролит	—	0,84	>28,00	1—4
Гранат	91 399,36	104,78	0,001	17
Эпидот	0,34	—	<0,09	18—22
Муассанит	—	0,04	>1,33	1—4

щественные различия между ними. Они заключаются прежде всего в необычно низкой устойчивости циркона и особенно рутила, безусловно не соответствующей действительной величине химической устойчивости этих минералов в корах выветривания.

По данным, приведенным в табл. 23, ряд убывающей относительной химической устойчивости акцессорных минералов в коре выветривания гранитов имеет следующий вид: ставролит, берилл (?), галенит (??), муассанит — корунд — монацит — — халькопирит (?) — пирит (?) — касситерит — циркон — рутил — тантало-ниобаты — ильменит — флюорит—апатит — магнетит— гранат — титанит, эпидот, колумбит, андалузит, алланит.

Этот ряд в целом более соответствует известным данным об относительной химической устойчивости минералов, чем предыдущий. Исключение составляют сульфиды, данные о сравнительно высокой химической устойчивости которых не вполне достоверны.

Сравнение приведенных В. В. Ляховичем данных о содержании акцессорных минералов в пеликанитизированных гранитах

Таблица 24

Содержание (в г/м³) акцессорных минералов в пеликанитизированных гранитах (1) и каолинах (2), по В. В. Ляховичу, и значения коэффициента химической устойчивости минералов

Минералы	Породы		K_s	Место в ряду убывающей химической устойчивости
	1 (C_1)	2 (C_0)		
Тантало-ниобаты	0,82	0,24	3,42	7
Монацит	488,17	163,30	2,99	8
Ксенотим	4,55	0,18	25,33	4
Циркон	31,86	102,87	0,31	14 (??)
Ортит (алланит)	—	0,18	<0,17	16—21
Сфалерит	—	1,88	<0,02	16—21
Халькопирит	0,57	0,52	1,10	9 (?)
Арсенопирит	—	0,17	<0,18	16—21
Пирит	0,67	1,04	0,64	10 (?)
Магнетит	0,61	1,69	0,56	11
Сфен (титанит)	—	0,25	<0,12	16—21
Рутил	0,15	—	>5,00	1—3
Касситерит	0,38	0,04	9,50	5
Корунд	2,48	0,42	5,90	6
Флюорит	0,04	0,45	0,09	15
Топаз	—	0,45	<0,07	16—21
Турмалин	0,06	—	>2,00	1—3
Апатит	0,78	2,28	0,34	13
Гранат	8,08	20,76	0,39	12
Эпидот	—	0,25	<0,12	16—21
Муассанит	0,06	—	>2,00	1—3

и каолинах (табл. 24) показывает, что содержание большинства минералов, считающихся обычно химически относительно неустойчивыми при процессах выветривания (большинство сульфидов, алланит, магнетит, титанит, флюорит, апатит, гранаты) в пеликанитизированных гранитах ниже, чем в каолинах, а содержание большинства минералов, обычно химически более устойчивых при процессах выветривания (монацит, ксенотим, рутил, касситерит, корунд, турмалин, муассанит), за исключением циркона, в пеликанитизированных гранитах выше, чем в каолинах. Таким образом, в пеликанитизированных гранитах происходит относительное накопление химически устойчивых минералов и уничтожение минералов, химически неустойчивых в данных условиях. Можно полагать, это эти породы в данном случае находятся на стадии более глубокого гипергенного преобразования, чем каолины, что согласуется, в частности, с известными представлениями о возникновении пеликанитов в результате эпигенетического (по А. И. Перельману) окремнения первичных каолинов (по И. И. Гинзбург и др.). Соответственно при определении величины коэффициента $K_{s(ch,\,w)} = C_1/C_0$ для

Таблица 25

Содержание (в г/м³) акцессорных минералов, по В. В. Ляховичу, и значения коэффициента химической устойчивости минералов

Минералы	Неизмененные граниты	Гранитная дресва	K_s	Место в ряду убывающей химической устойчивости
Эвксенит	—	0,23	7,67	1—2 (?)
Циркон	1 582,08	3419,42	2,16	5
Метаторбернит	0,62	—	0,05	17—18
Сподумен	1,04	0,05	0,05	13—15
Пирит	1,68	1,60	0,95	8 (?)
Магнетит	729,40	71,82	0,10	12
Титаномагнетит	9,69	—	0,003	17—18 (?)
Ильменит	4 222,40	193,50	0,05	13—15 (?)
Сфен (титанит)	1,54	1,37	0,89	9
Рутил	1,04	1,48	1,42	6
Касситерит	1,32	1,60	1,21	7
Корунд	1,74	1,51	0,87	10
Турмалин	—	0,09	3,00	1—2
Апатит	34,66	179,57	5,18	4 (??)
Гранат	87 924,37	85,85	0,001	16
Эпидот	1,85	0,23	0,12	11
Муассанит	1,04	0,05	0,05	13—15 (?)

оценки относительной химической устойчивости минералов в качестве начального естественно рассматривать содержание минералов (C_0) в каолине, а в качестве конечного (C_1) в пеликанитизированном граните.

С учетом изложенного (см. табл. 24) имеем следующий ряд последовательного уменьшения химической устойчивости минералов: рутил, турмалин, муассанит — ксенотим — касситерит — — корунд — тантало-ниобаты — монацит — халькопирит (?) — — пирит (?) — магнетит — гранат — апатит — циркон (??) — — флюорит — арсенопирит, алланит, титанит, эпидот, топаз, сфалерит.

Полученный ряд устойчивости обнаруживает высокую степень соответствия с многочисленными оценками относительной химической устойчивости различных минералов в условиях поверхностного выветривания. Основные расхождения состоят в завышенной устойчивости некоторых сульфидов (халькопирит, пирит) и резко заниженной устойчивости циркона в приведенном выше ряду.

Довольно правдоподобен ряд относительной химической устойчивости минералов в условиях поверхностного выветривания, устанавливаемый на основании сравнения содержаний акцессорных минералов в неизмененных гранитах и в гранитной дресве другого района (табл. 25): эвксенит (?), турмалин — монацит — апатит (??) — циркон — рутил — касситерит — пирит (?) — титанит — корунд — эпидот — магнетит — ильме-

нит (?), муассанит (?), сподумен — гранат — метаторбернит, титаномагнетит (?). Однако и в данном случае имеются некоторые сомнительные результаты (особенно по апатиту). Можно усомниться и в столь различном положении магнетита и титаномагнетита (при суммировании содержаний этих минералов титаномагнетит совместно с магнетитом оказывается на 12-м месте — непосредственно после эпидота).

Обращают на себя внимание несовпадения (иногда весьма значительные) в положении некоторых минералов в приведенных, а также полученных другими исследователями рядах относительной химической устойчивости минералов в условиях поверхностного выветривания. Объяснение этому, возможно, в неидентичности условий выветривания и различной степени (глубине) его проявления в различных случаях. Оба эти обстоятельства совместно могут приводить не только к разному проявлению абсолютной химической устойчивости одних и тех же минералов (в одних случаях устойчивых, в других — неустойчивых), но и к той или иной перестройке рядов относительной устойчивости минералов, изменению взаимного положения минералов в этих рядах. Не исключено также, что в некоторых (в том числе нерассмотренных) случаях не вполне совершенными оказались опробование, выделение и диагностика минералов или определение их количественного содержания.

Еще одна вероятная и существенная причина значительных расхождений в оценках относительной устойчивости минералов состоит в том, что исходный состав пород, подвергшихся выветриванию, мог быть в той или иной мере отличным от состава неизмененных гранитоидов, с которым сопоставляется состав продуктов выветривания. Если эта причина действительно имела место, то многие результаты сопоставления не могут не вызывать вполне обоснованных сомнений в их правильности и достоверности.

К фактам, которые могли бы подтвердить (или опровергнуть) справедливость допущения о сходстве первичного состава сопоставляемых пород, прежде всего относятся полевые геологические наблюдения, близость (или различие) количественных соотношений содержаний минералов с близкой по величине устойчивостью (отношения циркон/рутил, циркон/монацит, ставролит/кианит и т. п.), а также сходство типоморфных особенностей минералов сопоставляемых пород.

Еще более сложно определение химической устойчивости ТМ для условий постседиментационного внутрислойного растворения обломочного вещества. Здесь возможно сравнительное изучение ТМА:

1) гранулометрически близких песчано-алевритовых отложений из частей разреза, находящихся на разных стадиях постседиментационного преобразования;

2) стратиграфически как можно более близких или фациально замещающих сравнительно высоко- (особенно рыхлых пес-

чаных) и слабопроницаемых (в частности, глинистых) отложений;

3) песчано-алевритовых отложений и присутствующих в них конкреций;

4) нефтенасыщенных и гранулометрических сходных с ними пород, развитых в пределах законтурного пространства залежей.

Исходным при этом во всех случаях представляется предположение, что первичный состав ТМА сопоставляемых отложений был идентичным. Имеется в виду седиментогенный состав ТМА, а не исходный, доседиментационный минеральный состав петрофонда. Идентичность последнего недостаточна для обоснованного сопоставления ТМА разных отложений, поскольку наблюдаемые различия могут быть обусловлены не внутрислойным растворением, а другими геологическими факторами, действовавшими на стадии седиментогенеза (процессы выветривания или гидроаэродинамической сортировки). Значительные исходные различия в составе ТМА пород делают весьма затруднительным непосредственное сопоставление этих ТМА, обоснованное выделение эффекта ПВР терригенных минералов и установление относительной химической устойчивости ТМ в условиях ПВР. Существенно более надежные результаты по оценке ПВР минералов и установлению относительной химической устойчивости ТМ в условиях ПВР можно получить, сопоставляя данные по составу ТМА, по содержанию ТМ в сцементированных и несцементированных (рыхлых) отложениях одного и того же типа. Для отмеченных выше второго, третьего и четвертого подходов исходным является также положение о существенном отставании внутрислойного растворения ТМ в глинистых и других слабопроницаемых отложениях, конкреционных стяжениях и нефтенасыщенных породах. Справедливость этого положения уже доказана на многих примерах.

Что касается предположения о первоначальном сходстве состава ТМА сопоставляемых отложений, то его справедливость в большинстве случаев неочевидна и требует доказательств.

В этом плане обычная методика, основанная на учете и сравнении видового набора ТМ и, тем более, количественного содержания каждого из них в породе или той или иной ее фракции, не может быть вполне эффективной, поскольку в каждом из отмеченных выше четырех подходов к определению химической устойчивости ТМ в условиях ПВР сопоставлению подвергаются ТМА, испытавшие различное по продолжительности либо по интенсивности воздействие процессов ПВР. Значительно более эффективным является использование в этих целях сведений о первичных (унаследованных) типоморфных особенностях ТМ. Но и эти данные обычно недостаточны для однозначного решения вопроса.

Наиболее эффективным является использование в данных целях специальных петрофондовых ТМК [1] типа упоминавших-

ся выше отношений циркон/рутил и др., а также циркон/хромит, амфиболы/пироксены и т. п. В каждом из этих ТМК определяется величина отношения только таких ТМ, которые являются сходными по химической (в том числе в условиях ПВР), а также гидроаэродинамической и физико-механической устойчивости. В связи с этим имеются достаточные основания полагать, что величина подобных отношений в значительной мере не зависит от возможных различий условий как формирования, так и постседиментационного преобразования ТМА. Целесообразно сопоставление значений и фациально-динамических ТМК типа циркон/турмалин, магнетит/амфиболы и т. п. [1].

Предположение о первоначальном сходстве состава сопоставляемых ТМА наиболее вероятно при третьем из перечисленных подходов, т. е. когда сравнению подвергаются ТМА песчано-алевритовых отложений и присутствующих в них конкреций.

Рассмотрим один из конкретных примеров этого рода, воспользовавшись для определения химической устойчивости ТМ третьим из отмеченных выше возможных путей и исходными данными минералогических анализов М. Брамлетта, воспроизведенными Ф. Петтиджоном [10].

Если, так же как и М. Брамлетт, принять, что исходный, первичный состав ТМА в изученных им песчаниках и присутствующих в них карбонатных конкрециях был одинаковым и состав ТМА конкреций соответствовал первоначальному (седиментогенному) составу ТМА, а состав ТМА песчаников был изменен процессами внутрислойного растворения (т. е. что наблюдаемые различия в составе ТМА песчаников и конкреций обусловлены именно этими процессами, проявившимися в песчаниках, но не затронувшими «запечатанные» в конкрециях ТМ), то окажется, что в условиях внутрислойного растворения роговая обманка химически неустойчива, а циркон, гранат и титанит устойчивы.

Для эпидота-цоизита полученные результаты противоречивы: в одном случае (песчаники Хамбр) он оказывается высокоустойчивым, в другом же (песчаники Моделло) — весьма неустойчивым.

Для более детальной количественной оценки и сопоставления различных ТМ по величине их химической устойчивости в условиях внутрислойного растворения вычислим отношения величин содержания каждого минерала в песчаниках к его содержанию в присутствующих в этих отложениях конкрециях, т. е. определим для данных отложений значения коэффициента химической устойчивости каждого ТМ в условиях постседиментационного внутрислойного растворения: $K_{s(ch,\, is)} = C_1/C_0$, где C_0 — первичное содержание минерала (зафиксированное в ТМА конкреций), C_1 — содержание данного минерала в породах, испытавших процессы внутрислойного растворения.

При этом, чем выше величина $K_{s(ch,\, is)}$, тем, естественно, устойчивее минерал (для данных условий и для данных отложе-

Таблица 26

Значения коэффициента химической устойчивости терригенных минералов в условиях постседиментационного внутрислойного растворения (вычислено по данным М. Брамлетта)

Формации (отложения)	Циркон	Гранат	Титанит	Эпидот-цоизит	Роговая обманка
Хамбр	2,4	1,0	1,7	2,2	0,1
Моделло	1,7	3,0	2,2	0,04	—

ний). Если для какого-либо ТМ $K_{s(ch,\, is)} \geqslant 1$, этот минерал может считаться химически устойчивым, а если $K_{s(ch,\, is)} < 1$ — неустойчивым. В классификационных целях можно принять, что при $K_{s(ch,\, is)} > 1{,}5$ минерал обладает весьма высокой химической устойчивостью, при $K_{s(ch,\, is)} = 1{,}0 \div 1{,}5$ — высокой, при $K_{s(ch,\, is)} = 1{,}0 \div 0{,}5$ — средней, а при $K_{s(ch,\, is)} < 0{,}5$ — низкой устойчивостью. Возможны, разумеется, и другие градации.

Анализируя числовые значения, приведенные в табл. 26, можно сделать выводы.

1. Циркон в обеих формациях химически весьма высокоустойчивый.

2. Учитывая данные Ф. Петтиджона, а также Р. М. Юрковой (по неогеновым отложениям Северного Сахалина) и другие материалы, титанит неожиданно оказался химически весьма высоко устойчивым, причем если в формации Хамбр он уступает циркону, то в формации Моделло — даже превосходит его.

3. Коэффициенты для граната неоднозначны. В одном случае минерал среднеустойчивый, уступающий циркону и даже титаниту и эпидот-цоизиту, в другом — весьма высоко устойчивый, существенно превосходящий по устойчивости все перечисленные минералы.

4. Противоречивы полученные данные для эпидота-цоизита. В одном случае он оказался весьма высоко устойчивым ($K_{s(ch,\, is)} = 2{,}2$), в другом — весьма неустойчивым ($K_{s(ch,\, is)} = 0{,}04$).

Отмеченные несовпадения величины химической устойчивости одних и тех же минералов, возможно, связаны с различными условиями и разной степенью постседиментационного преобразования пород: минерал при одной глубине постседиментационных изменений (например, на подстадии протокатагенеза, по шкале Н. Б. Вассоевича) может быть химически вполне устойчивым, а при усилении постседиментационного преобразования обломочного вещества (на подстадии мезокатагенеза) он может оказаться неустойчивым и подвергнуться частичному или полному растворению.

Таблица 27

Средние содержания минералов (в %) в крупноалевритовой тяжелой фракции пород среднего девона (по А. Клеесмент) и значения коэффициентов химической устойчивости* минералов

Минералы	Песчаники, алевролиты		Глины	Домериты, доломиты C_0	K_s	K'_s
	рыхлые C_1	сцементированные C'_0				
Лейкоксен	7,5	5,3	2,9	2,0	3,75	1,42
Магнетит	3,4		10,9		0,31	—
Гранат	27,5	46,1	48,5	56,2	0,49	0,60
Циркон	21,3	13,8	20,0	17,6	1,21	1,54
Турмалин	17,3	13,7	8,0	5,9	2,93	1,26
Апатит	24,7	21,4	10,2	6,8	3,63	1,15
Рутил	4,1	2,1	3,0	1,7	2,41	1,95
Титанит	0,9	2,6	3,2	3,9	0,23	0,35
Выветрелые титанистые	4,0	2,0	2,2	1,8	2,22	2,00
Корунд	0,1	0,4	1,0	2,1	0,05	0,25
Амфиболы, пироксены	0,4	0,6	2,1	2,6	0,15	0,67

* $K_{s(ch,\ is)} = C_1/C_0$; $K'_{s(ch,\ is)} = C_1/C'_0$.

5. Химическая устойчивость роговой обманки может быть достоверно оценена лишь для формации Хамбр. Она весьма низкая.

6. Для формации Хамбр устанавливается следующая последовательность минералов в порядке уменьшения их химической устойчивости в условиях постседиментационного внутрислойного растворения: циркон — эпидот-цоизит — титанит — — гранат — роговая обманка, для формации Моделло — иной вид: гранат — титанит — циркон — эпидот — цоизит.

Следуя вторым путем определения химической устойчивости ТМ в условиях ПВР, воспользуемся данными А. Клеесмент по составу ТМА крупноалевритовой тяжелой фракции пород среднего девона различных по проницаемости и соответственно по возможностям проявления в них процессов ПВР (табл. 27).

В качестве примечания к табл. 27 отметим, во-первых, что идентичность первичных средних содержаний ТМ в породах различного типа не очевидна. В связи с этим вычисленные значения коэффициента $K'_{s(ch)}$ при определении действия ПВР и относительной устойчивости различных ТМ в условиях ПВР в данном и подобном ему случаях следует признать в целом предпочтительными по сравнению со значениями коэффициента $K_{s(ch)}$ для тех же минералов и отложений.

Таблица 28

Средние содержания (в %) минералов в тяжелой фракции палеоген-неогеновых отложений Техаса (по Х. Блэтту и Б. Сазерленду) и значения коэффициента химической устойчивости минералов *

Минералы	Песчаники C_1	Глинистые сланцы C_0	K_s
Циркон	59,5	46,8	1,27
Гранат	4,8	6,5	0,74
Турмалин	3,7	9,8	0,38
Эпидот	6,5	5,9	1,10
Ставролит	1,8	2,0	0,90
Рутил	2,5	2,2	1,14
Роговая обманка	0,7	3,2	0,22
Кианит	1,4	2,6	0,54
Титанит	2,0	1,8	1,11
Клиноцоизит	1,1	1,5	0,73
Монацит	0,8	0,6	1,33
Цоизит	0,2	0,5	0,40
Топаз	0,3	8,4	0,04
Неопределенные (сильно измененные)	12,3	6,3	1,95
Прочие	2,3	1,9	1,21

* В таблице указаны суммарные содержания неизмененных и измененных зерен ТМ.

сланцы, поскольку для каждого из ТМ (за исключением топаза) отношение числа неизмененных зерен к числу измененных в песчаниках значительно ниже, чем в сланцах.

Использование петрофондовых коэффициентов [1] циркон/рутил, циркон/монацит и кианит/ставролит позволяет с помощью χ^2-критерия Пирсона с высокой вероятностью ($0,50 < P < 0,60$) сделать важный для последующих сопоставлений вывод о сходстве источников сноса для этих отложений и исходного состава их ТМА.

Данные о значениях коэффициента химической устойчивости в условиях ПВР различных ТМ рассматриваемых отложений (табл. 28) позволяют построить следующий ряд минералов (от наиболее устойчивых к наименее устойчивым): монацит — циркон — рутил — титанит — эпидот — ставролит — гранат — клиноцоизит — кианит — цоизит — турмалин — роговая обманка — — топаз.

Этот ряд несколько отличается от приведенных выше рядов для отложений Прибалтики. Особенно заметно необычно низкое положение в этом ряду турмалина, но такое положение турмалина хорошо согласуется с экспериментальными данными Е. Никкеля [29] по относительной химической устойчивости различных ТМ при их растворении в щелочной среде с $pH = 10,6$ (см. табл. 19). Правда, положение в этих рядах эпидота и роговой обманки весьма различно. Однако циркон, рутил,

Во-вторых, столь значительное возрастание содержаний лейкоксена и апатита может быть в той или иной мере обусловлено постседиментационным аутигенным образованием этих минералов.

Исходя из значений коэффициентов химической устойчивости различных ТМ в условиях ПВР (см. табл. 27), можно построить следующие последовательные ряды относительной химической устойчивости ТМ (от наиболее устойчивых к наименее устойчивым): 1) рутил — циркон — лейкоксен — турмалин — апатит — амфиболы, пироксены — гранат — титанит — корунд (по величине K'_s); 2) лейкоксен — апатит — турмалин — рутил — циркон — гранат — магнетит — титанит — амфиболы, пироксены — корунд (по величине K_s).

Последовательность расположения минералов в рядах не вполне совпадает. Возможные причины этого разные: а) различная степень сходства первичных состава ТМА и содержаний ТМ между песчано-алевритовыми и карбонатными породами, между рыхлыми и сцементированными песчано-алевритовыми породами (более высокая, естественно, во втором случае при вычислении K_s'); б) игнорирование коэффициентом K_s' воздействия процессов ПВР на ТМ на ранних этапах постседиментационного преобразования вещества сцементированных песчано-алевритовых пород — до начала их цементации и в процессе цементации и др.

Между рядами химической устойчивости ТМ в условиях ПВР имеется и значительное сходство. Оно состоит прежде всего в том, что рутил, циркон, лейкоксен, турмалин и апатит устойчивы (K_s, $K_s'>1$) в тех условиях ПВР, которые испытали среднедевонские отложения Прибалтики (подстадия позднего катагенеза), а гранат, магнетит, титанит, амфиболы, пироксены, корунд — неустойчивы (K_s, $K_s'<1$).

Обращает на себя внимание весьма низкое положение корунда в полученных рядах — ниже амфиболов, пироксенов, магнетита, титанита и других минералов. Это подтверждает мнение о том, что химическая устойчивость корунда в условиях ПВР существенно ниже, чем при поверхностном выветривании.

Дело не столько в полученных результатах, хотя они небезынтересны, сколько в методике их получения. Желательно распространить ее на исследование многих геологических образований, находящихся на различной стадии постседиментационного изменения, с целью получения статистически представительных данных о влиянии ПВР на состав ТМА и о химической устойчивости различных ТМ в условиях ПВР.

Интересные результаты получены от применения методики для изучения палеоген-неогеновых песчаников и глинистых сланцев Техаса (США).

Х. Блэтт и Б. Сазерленд установили, что песчаники находятся на существенно более глубокой стадии постседиментационного преобразования, чем одновозрастные с ними глинистые

ставролит, гранат, кианит, как и турмалин, занимают в отмеченных рядах сходное положение.

В каждом конкретном случае химически устойчивыми естественно именовать такие минералы, которые в данных условиях практически не подвергаются частичному разрушению и соответственно относительное (процентное) содержание которых с развитием процесса последовательно увеличивается (за счет уничтожения неустойчивых минералов). Химически неустойчивыми для данных условий естественно назвать такие минералы, которые подвергаются разрушению и содержание которых (и относительное, и абсолютное) с развитием процесса последовательно убывает вплоть до полного их исчезновения. Для каждого процесса (поверхностное выветривание, внутрислойное растворение) или той или иной его стадии, для тех или иных условий его протекания можно выделять также минералы средней или промежуточной химической устойчивости. К этой группе можно отнести минералы, которые в данных условиях подвергаются частичному уничтожению. Их относительное содержание может убывать, возрастать или испытывать сложную эволюцию, например сначала возрастать за счет растворения самых неустойчивых минералов, а затем вновь убывать. Характер изменения относительного содержания минералов этой группы при прочих равных условиях во многом определяется изначально присутствующими в ассоциации минералами, в частности наличием и количественным содержанием в ней группы неустойчивых ТМ. Важно учитывать не только характер, направленность изменения относительного содержания минералов, но и скорость, степень этого изменения.

Так, например, анализируя ставшие уже классическими данные С. Голдича об изменении минерального состава гнейса при выветривании и исключив из рассмотрения лимонит, основное количество которого явно аутигенно и образуется за счет вещества подвергшихся уничтожению минералов, можно выделить следующие основные группы минералов по их химической устойчивости.

1. Устойчивые (кварц, циркон).

2. Минералы промежуточной химической устойчивости (полевые шпаты, особенно калиевые, гранаты, эпидот, апатит). Относительное содержание ряда минералов этой группы (прежде всего калишпатов) вначале, на первых стадиях выветривания, несколько увеличивается — за счет преимущественного уничтожения химически менее устойчивых минералов, а затем существенно уменьшается — из-за частичного химического уничтожения их самих в условиях, когда менее устойчивые минералы в значительной мере уничтожены. Таким образом, характер изменения относительного содержания этих минералов определяется не только их собственной химической устойчивостью и интенсивностью проявления процессов химического выветривания, но и общим количественным минеральным составом выветри-

вающегося материала, особенно присутствием и количественным содержанием в нем химически неустойчивых минералов.

3. Неустойчивые (роговая обманка, биотит, магнетит и др.). В. П. Батуриным, Дж. Грюнером, П. Райхе, X. Ферберном и др. предложены довольно многочисленные теоретические или расчетные показатели (индексы) и основанные на их вычислении ряды химической устойчивости ТМ. Многие из полученных результатов обобщены в работе Ф. Лафнена [26]. В частности, П. Райхе ввел так называемые индексы потенциала выветривания минералов (обозначим символом J_w), определяемые по формуле $J_w = [100 \times \text{моли}(Na_2O + K_2O + CaO + MgO - H_2O)]/[\text{моли} \times \times (Na_2O + K_2O + CaO + MgO + SiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3)]$.
Более высокие значения J_w указывают на более высокую выветриваемость (соответственно низкую химическую устойчивость) минералов.

На основе вычисления значений J_w П. Райхе и Ф. Лафненом получен следующий ряд возрастающей (при убывании величины J_w) химической устойчивости минералов в условиях выветривания (табл. 29).

Практическая значимость теоретических или расчетных показателей химической устойчивости минералов, однако, пока невелика. Она определяется степенью соответствия теоретических или расчетных данных реально наблюдаемым в природе соотношениям химической устойчивости минералов. Степень такого соответствия в большинстве случаев пока невысока. Пожалуй, одно из наибольших соответствий между теоретическими и эмпирически устанавливаемыми, фактическими данными о химической устойчивости минералов наблюдается при использовании показателя, предложенного П. Райхе. Однако и данный

Таблица 29

Ряд возрастающей химической устойчивости минералов в условиях выветривания (по П. Райхе и Ф. Лафнену, с сокращениями)

Минералы	J_w	Минералы	J_w
Форстерит	66	Эпидот	23
Оливин *	54	Биотит *	22
Волластонит	50	Лабрадор *	20
Энстатит	50	Лейцит	17
Диопсид	50	Олигоклаз *	15
Тремолит	40	Альбит *	13
Авгит *	39	Ортоклаз *	12
Роговая обманка *	36	Кварц *	0
Тальк	29	Силлиманит	0
Нефелин	25	Мусковит *	—10,7
Анортит	25		

* Средняя величина, полученная П. Райхе. Остальные значения вычислены из теоретических формул минералов.

показатель в ряде случаев дает результаты, не вполне согласующиеся с наблюдаемыми в природе фактами, а иногда и противоречащие им. Так, Ф. Лафнен [26] обращал внимание на то, что рассчитанный по формуле П. Райхе индекс потенциала выветривания анальцима значительно ниже индекса потенциала выветривания кварца и мусковита и соответственно химическая устойчивость анальцима должна быть выше устойчивости кварца и мусковита, что, безусловно, находится в резком противоречии с действительными природными соотношениями между величинами химической устойчивости этих минералов. Не вполне соответствуют природным геологическим данным и указанные в табл. 29 теоретические (рассчитанные по формуле П. Райхе) соотношения величин химической устойчивости нефелина и роговой обманки, а также некоторых других ТМ.

Исследователи выделяют разное число групп ТМ по их химической устойчивости — обычно от двух (А. П. Сигов и др.) до семи (В.-Д. Гримм и др.). Широко известна, например, классификация А. А. Кухаренко, в соответствии с которой выделяются четыре группы минералов по их устойчивости в процессах химического выветривания. Предложенная А. А. Кухаренко классификация весьма детальна, поскольку в пределах каждой из выделенных им групп минералы расположены не произвольно, а в порядке увеличения их химической устойчивости. Также четыре группы минералов по их химической устойчивости выделяют Г. Виндом, В. Нил, К. Бек, Р. Гилес и О. Пилки и др. Отнесение конкретных минералов к тем или иным классификационным группам иногда вызывает существенные возражения, например отнесение Р. Гилесом и О. Пилки силлиманита к очень устойчивым минералам, рутила — к умеренно устойчивым, мусковита — к очень неустойчивым минералам.

В.-Д. Гримм выделяет семь групп ТМ по их химической устойчивости в условиях поверхностного выветривания (табл. 30). Также семь групп минералов по их устойчивости к выветриванию выделяет Ф. Синдовский (табл. 31). Однако в классифи-

Таблица 30

Химическая устойчивость минералов тяжелой фракции в условиях выветривания (по В.-Д. Гримму)

Устойчивость	Минералы
Чрезвычайно высокая	Циркон, рутил
Очень высокая	Турмалин, кианит, андалузит
Высокая	Ставролит
Умеренная	Цоизит, эпидот
Низкая	Апатит, гранат
Очень низкая	Роговая обманка
Чрезвычайно низкая	Авгит, оливин

Таблица 31

Химическая устойчивость минералов тяжелой фракции в условиях выветривания (по Ф. Синдовскому)

Группа	Устойчивость	Минералы
VII	Невыветриваемые (устойчивые)	Турмалин, циркон, рутил
VI	Слабо выветриваемые	Кианит, ставролит, силлиманит, дюмортьерит, корунд
V	Трудно выветриваемые	Андалузит
IV	Относительно трудно выветриваемые	Титанит, брукит, анатаз
III	Относительно легко выветриваемые	Эпидот, цоизит
II	Легко выветриваемые (неустойчивые)	Гранат, амфиболы, авгит
I	Очень легко выветриваемые (неустойчивые)	Апатит, оливин, глауконит

кации В.-Д. Гримма и Ф. Синдовского имеются существенные расхождения, особенно в отношении оценки устойчивости апатита и оценки соотношения устойчивости андалузита и ставролита.

Тринадцать групп минералов по их устойчивости к процессам выветривания в почвах и осадочных толщах выделили М. Л. Джексон с соавторами. В их классификации (табл. 32), однако, наряду с терригенными, обломочными (или, как они пишут, первичными) минералами, фигурируют и аутигенные, вторичные минералы, полностью составляющие ряд групп.

А. С. Поваренных, указав на недостаточность и большие расхождения данных по растворимости минералов, особенно труднорастворимых, приводит шкалу растворимости минералов в воде. К сожалению, подавляющее большинство ТМ, химически, естественно, сравнительно устойчивых, оказались в одной группе «сверхтруднорастворимых» минералов, не получившей номера в шкале А. С. Поваренных (поскольку, по-видимому, предполагается, что данная группа должна быть разделена на ряд групп, соответствующих различным ступеням растворимости).

На основе сопоставления частоты встречаемости каждого минерала в современных и ископаемых отложениях Ф. Петтиджон построил следующий последовательный ряд убывающей устойчивости ТМ в условиях внутрислойного растворения (табл. 33). Построенный им ряд, как видим, не тождествен ни одному из предложенных рядов химической устойчивости минералов в условиях поверхностного выветривания. В наибольшей мере это касается положения в данном ряду мусковита, граната, биотита, апатита, топаза и силлиманита.

Весьма интересные и подробные данные по химической устойчивости терригенных минералов содержатся в работе А. Кайе

Таблица 32

Последовательность выветривания минералов глинистого размера в почвах и осадочных отложениях (по М. Л. Джексону и др.)

Уровень (индекс) выветривания	Символ*	Минералы, встречающиеся на различных уровнях (стадиях) выветривания
1	*Gp*	Гипс (а также галит и др.)
2	*Cc*	Кальцит (а также доломит, арагонит, апатит и др.)
3	*Ol, Hb*	Оливин, роговая обманка (а также диопсид и др.)
4	*B*	Биотит (а также глауконит, хлорит, антигорит и др.)
5	*Ab*	Альбит (а также анортит, микроклин, стильбит и др.)
6	*Q*	Кварц (а также кристобалит и др.)
7	*Il*	Иллит (а также мусковит, серицит и др.)
8	*HM*	Гидрослюда промежуточного состава (вермикулит и др.)
9	*Mt*	Монтмориллонит (а также бейделлит и др.)
10	*Kl*	Каолинит (а также галлуазит и др.)
11	*Gb*	Гиббсит (а также бемит и др.)
12	*Hm*	Гематит (а также гетит, лимонит и др.)
13	*At*	Анатаз (а также рутил, циркон, ильменит, корунд и др.)

* С некоторыми изменениями автора.

и Ж. Трикара [23] (табл. 34). При указании величины устойчивости ТМ авторы взяли за основу условные числовые оценки Л. и К. Драйденов, умноженные на 10 и измененные с учетом данных других авторов. Существенно, однако, что приведенная А. Кайе и Ж. Трикаром таблица значений величины химической устойчивости ТМ гораздо более обширна, охватывает гораздо больший перечень минералов, чем приведенный в таблице Л. и К. Драйденов.

Приведенные в табл. 34 данные при их условности для большинства минералов в целом достаточно близко соответствуют имеющимся параметрам относительной химической устойчивости ТМ, хотя отдельные оценки величины устойчивости ТМ могут вызывать те или иные возражения. В частности, завышенными представляются данные А. Кайе и Ж. Трикара о химической устойчивости анортоклаза, гипса, марказита и некоторых других минералов, заниженными — кианита, ставролита, ильменита и др.

Суммируя многочисленные фактические данные, полученные различными авторами, можно выделить следующие группы наиболее распространенных ТМ по их химической устойчивости: 1) *устойчивые* (высокоустойчивые) — кварц, циркон, рутил, турмалин, кианит, ставролит, силлиманит, монацит, хромит, ильме-

Таблица 33

Порядок устойчивости минералов в условиях внутрислойного растворения (по Ф. Петтиджону) и оценка величины устойчивости минералов

Минералы	Степень устойчивости	Минералы	Степень устойчивости
Анатаз Мусковит Рутил Циркон Турмалин Монацит Гранат	Весьма высокая	Роговая обманка Андалузит Топаз Сфен (титанит) Цоизит Авгит Силлиманит	Средняя
Биотит Апатит Ильменит Магнетит Ставролит Кианит Эпидот	Высокая	Гиперстен Диопсид Актинолит Оливин	Низкая

нит (+лейкоксен) и др.; 2) *промежуточные* (минералы средней устойчивости) — ортоклаз, микроклин, кислые плагиоклазы, эпидот, альмандин, титанит и др.; 3) *относительно неустойчивые* (низкоустойчивые) — средние и основные плагиоклазы, магнетит, биотит, амфиболы, пироксены, оливин и др.

Создание детальной общей шкалы химической устойчивости минералов сложная задача, даже если ограничиться лишь условиями поверхностного выветривания или — отдельно — внутрислойного растворения. Сравнительно простой путь приближенного решения данного вопроса состоит в том, чтобы из распространенных ТМ, химическая устойчивость которых достаточно хорошо изучена, выбрать несколько минералов с различной устойчивостью, величины которой явились бы реперами шкалы химической устойчивости ТМ. Минералами-реперами (эталонными минералами, индекс-минералами) шкалы химической устойчивости ТМ для самой приближенной оценки устойчивости ТМ автор предлагает выбрать следующие минералы (табл. 35).

К первой группе относятся минералы, химическая устойчивость которых близка к устойчивости оливина или ниже ее (анортит, нефелин, кальцит, доломит, везувиан, пирохлор, торит, торианит, пирротин, арсенопирит и др.).

Во вторую группу входят минералы, химическая устойчивость которых выше устойчивости оливина, но ниже устойчивости роговой обманки или близка к ней (андезин, глауконит, тремолит, актинолит, глаукофан, авгит, диопсид и другие пироксены, спессартин и др.).

Таблица 34

Химическая устойчивость минералов, по А. Кайе и Ж. Трикару [23]

Минералы	Химическая устойчивость, усл. ед.	Минералы	Химическая устойчивость, усл. ед.
Циркон	710	Апатит	220
Турмалин	630	Андалузит	220
Рутил	610	Гематит	200
Лимонит	600	Альбит	170
Платина	600	Биотит	160
Мусковит	600	Ильменит	150
Анатаз	550	Олигоклаз	130
Алмаз	550	Андезин	110
Лейкоксен	550	Эпидот	110
Золото	550	Плагиоклаз средний	100
Шпинель	550	Лабрадор	80
Кварц	530	Кордиерит	70
Брукит	530	Тремолит	70
Корунд	500	Гипс	70
Халцедон	500	Марказит	70
Топаз	420	Пиролюзит	70
Монацит	420	Цоизит	70
Касситерит	400	Роговая обманка	70
Анортоклаз	400	Авгит	60
Ксенотим	400	Диопсид	50
Хлорит	400	Битовнит	40
Вольфрамит	360	Актинолит	40
Барит	360	Гиперстен	40
Ортоклаз	350	Анортит	30
Силлиманит	330	Бронзит	15
Гранат	310	Энстатит	15
Микроклин	290	Пирит	10
Флюорит	280	Оливин	10
Титанит	280	Пирротин	10
Кианит	270	Глауконит	10
Магнетит	270	Глаукофан	10
Ставролит	270		

К третьей группе относятся минералы с химической устойчивостью выше устойчивости роговой обманки, но ниже — титанита или близкой к ней,— калиевые полевые шпаты, альбит, эпидот, хлоритоид, пироп, альмандин (для условий поверхностного выветривания) и др.

В четвертой группе объединены минералы, химическая устойчивость которых выше устойчивости титанита, но ниже устойчивости касситерита или близка к ней (силлиманит, ставролит, кианит, дюмортьерит, топаз, колумбит, танталит и др.). При оценке классификационного положения ТМ по их химической устойчивости автор не всегда строго следует оценкам, данным А. Кайе и Ж. Трикаром, поскольку они не всегда верны. В качестве эталонного минерала для четвертой группы, возможно, следовало бы рассматривать какой-либо из стресс-ми-

Таблица 35

Шкала относительной химической устойчивости терригенных минералов

Группа	Оценка	Эталонные минералы
I	Весьма низкая	Оливин
II	Низкая	Роговая обманка
III	Средняя	Титанит
IV	Высокая	Касситерит
V	Весьма высокая	Циркон

нералов, например ставролит или кианит, хотя данная А. Кайе и Ж. Трикаром оценка величины их химической устойчивости является сравнительно низкой, уступающей, в частности, устойчивости титанита, что не соответствует накопленным к настоящему времени фактическим данным.

К пятой группе относятся минералы, химическая устойчивость которых выше устойчивости касситерита (кварц, циркон, рутил, турмалин, алмаз, шпинель (алюмошпинели), монацит, хромит (хромшпинелиды), корунд, лейкоксен, бадделеит, муассанит, золото, платина и др.).

Построение более детальной, более дробной шкалы химической устойчивости ТМ существенно затрудняется недостаточностью имеющихся данных, их противоречивостью, а главное, изменениями не только абсолютной, но и относительной устойчивости минералов для различных условий. Поэтому любая такая шкала, какой бы вид она ни имела, всегда будет весьма приближенной, справедливой для одних случаев и не вполне будет распространяться на другие, даже если ограничиться условиями поверхностного выветривания. Имея это ввиду, можно все же предложить более детальные шкалы химической устойчивости ТМ для условий поверхностного выветривания и отдельно для условий постседиментационного внутрислойного растворения (табл. 36 и 37).

Устойчивость ТМ в постседиментационных условиях может быть непосредственно увязана с детальной шкалой стадий, подстадий и градаций литогенеза, разработанной Н. Б. Вассоевичем и рядом других авторов. Построенная на этой основе шкала устойчивости ТМ может иметь следующий вид (табл. 38). К сожалению, имеющиеся в этой области вполне достоверные данные по точной увязке устойчивости ТМ с градациями литогенеза пока немногочисленны.

Для многих конкретных случаев указанные в табл. 36 и 37 последовательности минералов по их химической устойчивости будут только приближением к реальным фактам. Однако доказательное выявление конкретных отклонений от этих последовательностей в каждом конкретном случае представляет опре-

Таблица 36

Шкала относительной химической устойчивости терригенных минералов в условиях поверхностного выветривания

Оценка	Группа	Подгруппа	Эталонные минералы
Весьма низкая	I	1	Оливин, анортит
Низкая	II	2	Гиперстен, глаукофан, глауконит, лабрадор
		3	Роговая обманка, авгит, андезин
		4	Апатит, биотит, олигоклаз
Средняя	III	5	Эпидот, альбит
		6	Титанит, пироп
		7	Альмандин, ильменит, калишпаты
Высокая	IV	8	Андалузит
		9	Ставролит, топаз
		10	Кианит, силлиманит, ксенотим, касситерит
Весьма высокая	V	11	Монацит, мусковит
		12	Турмалин, лейкоксен, хромит, корунд
		13	Циркон, рутил, кварц

Таблица 37

Шкала относительной химической устойчивости терригенных минералов в условиях постседиментационного внутрислойного растворения

Оценка	Группа	Подгруппа	Эталонные минералы
Весьма низкая	I	1	Оливин
Низкая	II	2	Гиперстен
		3	Роговая обманка
		4	Биотит
Средняя	III	5	Эпидот
		6	Титанит
		7	Ильменит
Высокая	IV	8	Андалузит
		9	Кианит, силлиманит, апатит
		10	Ставролит, альмандин, ксенотим
Весьма высокая	V	11	Монацит, лейкоксен
		12	Турмалин, хромит
		13	Циркон, рутил

Таблица 38

Шкала устойчивости ТМ в постседиментационных условиях

Стадии и подстадии литогенеза	Градация	Устойчивость ТМ		
		Оценка	Группа	Подгруппа
Диагенез	D	Весьма низкая	I	1
Протокатагенез PK	PK_1 PK_2 PK_3	Низкая	II	2 3 4
Мезокатагенез MK	MK_1 MK_2 MK_3	Средняя	III	5 6 7
	MK_4 MK_5 AK_1	Высокая	IV	8 9 10
Апокатагенез AK	AK_2 AK_3 AK_4	Весьма высокая	V	11 12 13

деленный интерес и может служить одним из оснований для углубленной реконструкции условий протекания осадочного процесса.

Убедительно установлено к настоящему времени, что при переходе от условий поверхностного выветривания к условиям постседиментационного внутрислойного растворения (ПВР) последовательность ТМ по их относительной химической устойчивости претерпевает некоторую перестройку, главным образом, в связи с существенным повышением в условиях ПВР относительной химической устойчивости некоторых минералов, особенно альмандина и апатита. Однако относительная последовательность большинства ТМ по их химической устойчивости как в условиях поверхностного выветривания, так и в условиях ПВР сохраняется достаточно близкой. Это позволяет создать и обобщенную шкалу химической устойчивости ТМ. С учетом возможного выделения пяти групп ТМ по их химической устойчивости такая шкала приведена в табл. 35. Более детальная шкала может иметь вид, показанный в табл. 39.

С учетом вышесказанного, нельзя все же не отметить, что положение ряда минералов в приведенных табл. 36, 37, 39 является лишь предположительным и, возможно, должно быть несколько изменено. Например, при определении положения лабрадора в шкале относительной химической устойчивости ТМ (табл. 36) автор в значительной мере учитывал оценку устойчивости этого минерала, данную А. Кайе и Ж. Трикаром [23], хотя эта оценка и представляется завышенной (в срав-

Таблица 39

Обобщенная шкала относительной химической устойчивости терригенных минералов

Оценка	Группа	Подгруппа	Эталонные минералы
Весьма низкая	I	1	Оливин
Низкая	II	2	Гиперстен
		3	Роговая обманка
		4	Биотит
Средняя	III	5	Эпидот
		6	Титанит
		7	Ильменит
Высокая	IV	8	Андалузит
		9	Кианит, ставролит
		10	Ксенотим, касситерит
Весьма высокая	V	11	Монацит
		12	Турмалин
		13	Циркон, рутил

нении с оценками химической устойчивости других минералов, в частности, роговой обманки, авгита и др.).

В связи с приведенными выше классификационными шкалами относительной химической устойчивости ТМ необходимо заметить, что в некоторых природных условиях иногда весьма значительным изменениям, в том числе растворению и замещению, могут подвергаться даже наиболее устойчивые ТМ (сверхустойчивые, «суперстабильные»), в том числе циркон, рутил, турмалин, кварц, хромит и др. Например, Л. Хендрикс приводит количественные данные, указывающие на весьма существенные изменения и замещение вторичными минералами циркона, а также ассоциирующего с ним хромита в конгломератах Доминион Риф (Южная Африка). Однако относительная химическая устойчивость этих минералов (особенно циркона) является в большинстве случаев, безусловно, наибольшей, значительно превосходящей химическую устойчивость большинства других минералов.

Используя общий подход А. Кайе и Ж. Трикара [23] и введенные ими условные единицы химической устойчивости минералов, можно предложить также общую оценочную шкалу химической устойчивости ТМ (табл. 40).

При практическом использовании данной шкалы необходимо, однако, иметь в виду следующие моменты.

1. Величина химической устойчивости ТМ, по А. Кайе и Ж. Трикару [23], не всегда правильна и для некоторых минералов (кианит, ставролит, ильменит, марказит и др.) не может

Таблица 40

Общая шкала относительной химической устойчивости терригенных минералов (по А. Кайе и Ж. Трикару)

Оценка	Группа	Подгруппа	Данные по А. Кайе и Ж. Трикару [23] (с изменениями), усл. ед.
Весьма низкая	I	1	<10
Низкая	II	2	10—50
		3	50—100
		4	100—150
Средняя	III	5	150—200
		6	200—250
		7	250—300
Высокая	IV	8	300—350
		9	350—400
		10	400—450
Весьма высокая	V	11	450—500
		12	500—550
		13	>550

быть принята. Поэтому, хотя в данной работе и используется общий подход А. Кайе и Ж. Трикара к оценке химической устойчивости ТМ, принимаемые автором конкретные значения устойчивости для целого ряда минералов в той или иной мере отличаются от значений, которые были приведены этими исследователями.

2. В различных условиях химического воздействия минералы обладают в той или иной мере различной химической устойчивостью — абсолютной и относительной. В этом состоит также причина того, что отнесение отдельных ТМ к той или иной группе и подгруппе по химической устойчивости не всегда соответствует значениям устойчивости минералов, приведенным А. Кайе и Ж. Трикаром [23].

Величину химической устойчивости ТМ можно обозначить символом S_{ch} с добавлением внизу в скобках дополнительных индексов, указывающих, для каких условий она определяется, например $S_{ch(w)}$ — для условий поверхностного выветривания, $S_{ch(is)}$ — для условий внутрислойного растворения, $S_{ch(\mathrm{pH}\ 5,6)}$ — для среды с pH=5,6 и т. п. Помещенный рядом в скобках дополнительный индекс может указывать, устойчивость какого минерала имеется в виду, например $S_{ch(w)}(Z)$ — химическая устойчивость циркона при процессах поверхностного выветривания и т. п.

Соответствующие символические обозначения могут быть введены и для обозначения других типов устойчивости ТМ —

физико-механической (S_{ph}) и гидроаэродинамической (S_{hd}). Ниже широко используются введенные обозначения.

В данном разделе необходимо затронуть также вопрос об устойчивости ТМ к растворению в условиях одностороннего давления.

По В. Н. Шванову, устойчивость ТМ в этих условиях возрастает в следующей последовательности: оливин — пироксены — силлиманит — цоизит — амфиболы — эпидот — ставролит — титанит — апатит — биотит — гранат — турмалин — хромшпинелиды — циркон — рутил. Этот ряд практически полностью совпадает с приведенным выше (см. табл. 33) рядом устойчивости минералов в условиях внутрислойного растворения, по Ф. Петтиджону, он представляет собой усеченный вариант (с добавлением хромшпинелидов и исключением мусковита, монацита, ильменита, магнетита и ряда других ТМ) и отличается от него, главным образом, несколько более высоким положением титанита.

Существенно иным, однако, является обобщенный (для легкой, тяжелой и глинистой фракций) ряд устойчивости (уменьшения растворимости) минералов и обломков пород под давлением, по П. Трурниту [30] и А. А. Никитину [7]:

Галит, сильвин
Кальцит, обломки известняков
Доломит, обломки доломитов
Ангидрит
Гипс
Амфиболы, пироксены
Обломки кремнистых и глинистых сланцев, роговиков
Обломки мелкозернистого осадочного кварцита
Обломки грубозернистого жильного кварцита
Сдавленный метаморфический кварц }
Кварц, глауконит, альбит, микроклин }
гематит, лимонит, сидерит (?) }
Рутил
Ортоклаз
Биотит, хлорит
Мусковит
Серицит, глинистые минералы, иллит
Арсенопирит
Коллофан, титанит, турмалин
Марказит
Пирит
Циркон
Магнетит
Хромит

В этом ряду, однако, многое вызывает сомнение и возражение. Совершенно безосновательно исключение иллита из числа глинистых минералов; сомнительны столь существенное превышение устойчивости ортоклаза над устойчивостью микроклина, сравнительно низкая устойчивость рутила и т. д.

Физико-механическая устойчивость

Значительно менее изучен в настоящее время вопрос об устойчивости ТМ по отношению к процессам физического (физико-механического) разрушения. Приводимые Х. Аллингом, Г. Тилем, Ф. Фризе, Е. А. Жуковской, Е. И. Еременко, Ю. А. Полкановым и др. данные по этому вопросу во многом противоречивы.

П. Кюнен выделяет ряд различных форм проявления процессов физического разрушения минералов — истирание, раскалывание, а также отбивание (откалывание) и др. Сопротивляемость минералов процессам истирания, раздавливания, раскалывания и т. п. нередко именуется механической устойчивостью, физической устойчивостью, прочностью и т. д. Это свойство минералов назовем *физико-механической устойчивостью.*

Между химической и физико-механической устойчивостью обломочных зерен в природе обычно существует достаточно тесная прямая зависимость, обусловленная, по данным А. А. Кухаренко, тем, что минералы, даже слегка затронутые выветриванием, характеризуются резко пониженной абразивной прочностью. Последовательность относительной физико-механической устойчивости минералов до некоторой степени соответствует ряду их относительной химической устойчивости при процессах выветривания. Наибольшие отличия при сравнении этих рядов устанавливаются для пирита, магнетита и альмандина, которые по физико-механической устойчивости занимают более высокое место, чем по химической устойчивости минералов в условиях поверхностного выветривания.

А. А. Кухаренко приводит следующий ряд возрастающей абразивной устойчивости минералов (в скобках указаны значения твердости минералов по шкале Мооса): 1) золото (2—3), 2) киноварь (2—2,5), 3) вольфрамит (4,5—5,5), 4) шеелит (4,5), 5) моноклинный пироксен (5—6), 6) колумбит (6—6,5), 7) платина (4), 8) гематит (5—6), 9) эпидот (6—7), 10) обыкновенная роговая обманка (5,5—6), 11) кианит (5,5—7), 12) оливин (6,5—7), 13) апатит (5), 14) монацит (5—5,5), 15) андалузит (6,5—7,5), 16) ставролит (7—7,5), 17) пирит (6—6,5), 18) ильменит (5—6), 19) магнетит (5,5—6), 20) хромшпинель (5,5—7,5), 21) касситерит (6—7), 22) циркон (7—7,5), 23) турмалин (7—7,5), 24) осмистый иридий (6—7), 25) альмандин (6,5—7,5), 26) топаз (8), 27) рутил (6—6,5), 28) шпинель (7,5—8), 29) корунд (9), 30) алмаз (10).

Абразивная прочность минералов, и тем более их физико-механическая устойчивость в целом, определяется не только твердостью минералов, но и их хрупкостью (связанной непосредственно со спайностью) и другими свойствами. И тем не менее анализ приведенного ряда А. А. Кухаренко показывает, что, за некоторым исключением (колумбит, рутил и др.), устойчивость минералов к истиранию пропорциональна их твердо-

Таблица 41

Группы терригенных минералов по их относительной физико-механической устойчивости

Группа минералов	Оценка устойчивости	Значения твердости по шкале Мооса	Примеры минералов
I	Весьма низкая	<2	Графит, молибденит
II	Низкая	2—4	Золото, киноварь, биотит, мусковит
III	Средняя	4—6	Вольфрамит, шеелит, апатит, пироксены, амфиболы
IV	Высокая	6—8	Кварц, топаз, альмандин, шпинель, турмалин, циркон, касситерит, пирит, ставролит, силлиманит, оливин, рутил
V	Весьма высокая	>8	Корунд, муассанит, алмаз

ческих параметров минералов. Имеющиеся отклонения и несогласованность в данных по физико-механической устойчивости минералов в целом не очень существенны для формирования ТМА, по крайней мере, для второй половины ряда А. А. Кухаренко: различия в физико-механической устойчивости этих минералов, независимо от тех или иных деталей в ее оценке, практически не отражаются на особенностях поведения этих минералов в ходе осадочного процесса.

Учитывая прямую зависимость физико-механической устойчивости минералов от их твердости и аналогию разделения ТМ по другим их свойствам, все ТМ в первом приближении могут быть классифицированы по их физико-механической устойчивости на пять групп (табл. 41).

Иная группировка минералов по твердости дана в ряде работ С. И. Лебедевой [5] и др. Один из вариантов предложенной ею группировки представлен в табл. 42.

В 1969 г. была предложена и более детальная группировка минералов по их микротвердости (табл. 43).

С учетом изложенного выше и известных данных по микротвердости минералов (по С. И. Лебедевой, С. Бови, К. Тейлору, И. А. Пудовкиной, М. М. Хрущову, Б. Янгу, А. Миллману и др.), можно предложить следующую более детальную классификационную шкалу физико-механической устойчивости ТМ (табл. 44).

К сожалению, данные по микротвердости минералов, полученные авторами для различных образцов на микротвердомерах разных марок и с использованием неодинаковой по вели-

сти. Особенно хорошо это видно для крайних членов ряда. В частности, для рутила, существенно отклоняющегося в приведенном ряду от этой закономерности, по-видимому, его положение указано не совсем точно. По экспериментальным данным Е. И. Еременко, по устойчивости к истиранию рутил существенно уступает не только алмазу, корунду и шпинели, но и гранату, турмалину, циркону, ставролиту и некоторым другим минералам, превосходящим его по твердости. Определение прочности минералов на сжатие, проведенное Ю. А. Полкановым, также показало, что рутил уступает алмазу, муассаниту, корунду, а также силлиманиту, циркону, бадделеиту, пиропу, альмандину, ставролиту.

По данным Ю. А. Полканова, устанавливается следующий ряд повышения прочности минералов (для зерен близкой крупности): монацит — измененный ильменит — кварц — рутил — — ставролит и альмандин — пироп — циркон — кианит * и силлиманит — корунд — муассанит — алмаз.

Прямая зависимость сопротивления минералов абразивному изнашиванию (износостойкость) от их твердости (микротвердости, определяемой методом вдавливания) давно экспериментально установлена, в частности, М. М. Хрущовым и М. А. Бабичевым. Близкие данные приведены также Л. А. Шрейнером, О. М. Петровой и др. Факты, полученные Дж. Дэна и К. Херлбатом, Ф. Тиккелем, Н. П. Юшкиным и др., в целом согласуются с тем, что физико-механическая устойчивость ТМ находится в прямой зависимости от их твердости. И это вполне естественно, так как твердость представляет собой свойство минералов, отражающее и суммирующее присущие минералам различные, но взаимосвязанные физико-механические свойства. Как справедливо подчеркивают многие авторы и как это видно из результатов многих экспериментальных исследований, твердость является универсальной интегральной характеристикой физико-механических свойств минералов и связана с такими их свойствами, как прочность, пластичность, упругость, энергия кристаллической решетки и др. Именно твердость, по определениям Н. А. Эшби, Н. П. Юшкина и других авторов, является мерой сопротивления твердых тел физико-механическому разрушению. По Н. П. Юшкину, твердость — суммарная механическая характеристика минерала, отражающая его способность сопротивляться внешним механическим воздействиям [20]. И вполне естественно, что со значениями твердости минералов согласуются измеренные разными авторами прежде всего для эталонных минералов шкалы Мооса различные прочностные характеристики, величина показателя абразивности и ряд других физико-механи-

* Для кианита в данном ряду имеется значительный элемент неопределенности, связанный с тем, что зерна кианита и силлиманита не были предварительно разделены. Поэтому значения прочности кианита в действительности могут относиться к силлиманиту.

Таблица 42

Группировка минералов по твердости (по С. И. Лебедевой)

Группа	Характеристика	Твердость	
		Единица по шкале Мооса	кгс/мм^2
I	Очень мягкие	1—2	1—60 *
II	Мягкие	2—3	60—120
III	Средней твердости	3—5	120—550
IV	Твердые	5—7	550—1100
V	Очень твердые	>7	>1100

* Границы интервалов приблизительные.

чине нагрузки, часто различаются. В значительной мере, однако, это отражает объективно существующие колебания в величине твердости минеральных индивидов одного вида. В связи с этим один и тот же минерал по физико-механической устойчивости может принадлежать не одной, а двум или даже большему числу подгрупп приведенной в табл. 44 классификационной шкалы.

В предыдущем разделе было показано, что высказывавшиеся ранее и возрождаемые сейчас представления о роли процессов дробления и истирания и соответственно о значении физико-механической устойчивости ТМ в определении состава ТМА в значительной мере преувеличены*. Вместе с тем было бы неправильным полагать, что значение физико-механической устойчивости минералов в определении состава ТМА осадочных толщ несущественно. Оно чрезвычайно велико и во многих случаях определяет выживаемость или уничтожение тех или иных минералов в ходе терригенного седиментогенеза. Именно чрезвычайно низкая физико-механическая устойчивость определяет полное отсутствие или крайне незначительное локальное распространение целого ряда минералов в качестве терригенных компонентов осадочных толщ. Это особенно хорошо видно у

* Подобное преувеличение можно найти даже в такой фундаментальной работе, как известный академический справочник «Минералы», где, в частности, содержится утверждение, что ильменит попадает в более мелкие фракции песков в связи с тем, что он более хрупок, чем кварц («Минералы», т. 2, вып. 3, М.: Наука, 1967, с. 280). Общеизвестно, однако, что в более мелкие фракции песков обычно попадают практически все тяжелые ТМ, как более хрупкие, так и менее хрупкие, а также более абразивно устойчивые, чем кварц (и тем более, чем другие ТМ легкой фракции, прежде всего полевые шпаты). **Это со всей очевидностью** показывает, что концентрация тяжелых ТМ в более мелких фракциях обусловлена отнюдь не прочностным отбором минералов, не различиями в величине их физико-механической устойчивости, а гидроаэродинамической сортировкой обломочного вещества, различиями в плотности минералов.

Таблица 43

Группы твердости минералов, по С. И. Лебедевой

Группа	Твердость		Группа	Твердость	
	по шкале Мооса	кгс/мм²		по шкале Мооса	кгс/мм²
I	1—1,5	7—30 *	VI	4,5—5	350—550
II	1,5—2	30—60	VII	5—6	550—800
III	2—3	60—120	VIII	6—7	800—1100
IV	3—4	120—200	IX	>7	>1100
V	4—4,5	200—350			

* Все интервалы даются приблизительно.

минералов, обладающих высокой химической устойчивостью (например, графит).

Однако по мере роста физико-механической устойчивости минералов значимость данного показателя в определении состава ТМА снижается. Минералы с твердостью 2—3 по шкале Мооса при достаточно высокой их химической устойчивости довольно широко накапливаются в составе терригенных компонентов осадочных толщ, и результаты их участия в процессах минералогической дифференциации обломочного вещества, их миграция или фиксация в осадке и тем более их сохранение или уничтожение определяются не столько физико-механической устойчивостью этих минералов, сколько их химической и гидроаэродинамической устойчивостью. В этом отношении показательны примеры распространения и распределения в осадочных образованиях терригенного золота, мусковита, биотита и ряда других терригенных компонентов. Даже для золота, обладающего исключительно высокой плотностью и довольно низкой твердостью, наряду с утверждениями о его быстром истирании при транспортировке, высказывается основанное, в частности, на результатах экспериментов мнение о том, что его физическое, в том числе абразивное, измельчение при транспортировке невелико (С. В. Колесов, В. А. Новиков, С. В. Яблокова и др.).

При еще большем повышении величины физико-механической устойчивости минералов (особенно при $H \geqslant 6$) их обломочные зерна песчано-алевритового размера в большинстве условий осадочного процесса, как правило, ведут себя в физико-механическом, абразивном и прочностном отношении как равноустойчивые и практически абсолютно устойчивые *, даже если различия в их физико-механической устойчивости очень велики (например, топаз и кианит, корунд и монацит и т. п.). И только в условиях очень высокой гидроаэродинамической ак-

* За исключением возможной частичной трансформации их морфологии и некоторых других исходных типоморфных особенностей.

Таблица 44

Шкала физико-механической устойчивости терригенных минералов

Оценка	Группа	Подгруппа	Микротвердость, кгс/мм²	Характерные минералы	Твердость по шкале Мооса
Весьма низкая	I	1	<30	Графит, тальк, пирофиллит	1—1,5
		2	30—60	Гипс, молибденит	1,5—2
Низкая	II	3	60—100	Галенит	2—3
		4	100—150	Кальцит	3
		5	150—250	Флюорит, сфалерит, халькопирит	4
Средняя	III	6	250—500	Шеелит, вольфрамит	4,5—5
		7	500—750	Апатит, ильменит, титанит	5; 5—6
		8	750—1000	Ортоклаз, микроклин	6—6,5
Высокая	IV	9	1000—1300	Кварц, альмандин, турмалин, касситерит	7
		10	1300—1600	Шпинель, берилл, топаз (?)	7,5—8
		11	1600—2000	Плеонаст, топаз (?)	8
Весьма высокая	V	12	2000—2500	Корунд	9
		13	2500—3000	Муассанит	9,5
		14	>3000	Алмаз	10

тивности (русловые фации инстративной динамической фазы горного аллювия, активное действие прибойного потока в прибрежно-морской зоне, эоловая обстановка) можно ожидать, что различия в физико-механической устойчивости минералов и относительно высоких групп устойчивости могут в какой-то мере отразиться на результатах минералогической дифференциации обломочного вещества, включая не только гравийные и более крупные обломки (прочностной отбор среди которых всегда более значителен), но и зерна псаммитового размера.

Гидроаэродинамическая устойчивость

При характеристике свойств ТМ, определяющих их перемещение и транспортировку, используют различные и не всегда четко определенные понятия и критерии. Пожалуй, наиболее часто при освещении данного вопроса оперируют близкими понятиями о подвижности ТМ, их транспортабельности (плавучести, флотируемости), под которыми понимают обычно податливость обломочных частиц направленным на их перемещение воздействиям и скорость их перемещения.

Во многих случаях, однако, при характеристике ТМ и определении особенностей их поведения в процессе седиментогенеза удобно пользоваться обратной величиной, характеризующей сопротивляемость обломочных частиц механическим воздействиям, направленным на их перемещение. Такая величина именуется в данной работе *гидроаэродинамической* (гидроаэромеханической) *устойчивостью*. В дальнейшем для обозначения этого понятия и краткости будем использовать термин гидромеханическая устойчивость.

С учетом известных данных о механизме транспортировки ТМ, в частности, огромной роли в этой транспортировке сальтационного («прыжкового») механизма, при котором обломочные зерна в процессе их переноса многократно переходят из подвижного состояния в неподвижное, а затем вновь срываются потоком, в качестве показателей гидромеханической устойчивости частиц естественно рассматривать критические скорости ($V_{кр}$) — *критическую скорость срыва* ($V_с$) частицы, т. е. минимальную скорость потока, необходимую для начала транспортировки, перемещения частицы, или *критическую несдвигающую скорость* ($V_н$), т. е. максимальную скорость потока, при которой частица еще сохраняет устойчивость и не подвергается срыву, выносу, транспортировке. Так как каждый присутствующий в осадке минерал имеет различную форму, размеры и другие характеристики обломочных зерен, критическая на размыв скорость срыва $V_с$ в тех или иных природных условиях есть наименьшая величина скорости потока, при которой начинаются массовый срыв и вынос обломочных зерен данного минерального вида.

Нередко в качестве основного показателя гидромеханической устойчивости частиц рассматривается их *гидравлическая крупность* (основная гидравлическая крупность, гидравлическая скорость) (U), представляющая собой скорость равномерного свободного падения частицы в неподвижной воде.

Между их гидравлической крупностью (U) и критическими срывающей ($V_с$) и несдвигающей ($V_н$) скоростями существуют простые количественные соотношения (данные В. Н. Гончарова, Р. А. Багнольда и др.): $V_с/U \approx 4{,}5$; $V_с/V_н \approx 1{,}4$.

Однако природные условия транспортировки и особенности обломочного материала весьма сложны и многообразны. Это может приводить иногда к значительным отклонениям от приведенных зависимостей. В частности, второе из приведенных выражений справедливо для гранулометрически однородного материала. Для смеси же зерен разного размера, по В. Н. Гончарову, фактически обычно выполняется соотношение $V_с/V_н \geqslant 2$.

П. А. Волков экспериментально получил гидравлические характеристики минералов прибрежных песков Черного моря (табл. 45).

По Н. Н. Гришину, отношение $V_с/V_н$ не постоянно по величине, а колеблется при изменении интенсивности турбулентности потока (увеличивается с ее ростом). Не постоянно и отношение $V_с/U$ для обломочных зерен различного размера.

Все эти гидравлические характеристики обломочных зерен могут быть сведены к гидравлической крупности и при равных глубине потока, величине уклона дна, размерах выступов донной шероховатости, объемной концентрации частиц у дна и т. д. зависят от плотности, размеров и формы зерен, а также их поверхностных свойств.

Имеются довольно противоречивые данные экспериментальных определений гидравлической крупности ТМ. Недостаточную надежность полученных к настоящему времени данных отмечает, в частности, Б. М. Осовецкий [9].

Таблица 45

Основные гидравлические характеристики минералов анапского песка фракции −0,25+0,15 мм (по П. А. Волкову)

Характеристика	Минералы и их плотность		
	Кварц, полевые шпаты $\delta=2{,}65$	Пироксен $\delta=3{,}5$	Титаномагнетит $\delta=4{,}5$
Несдвигающая скорость волнового потока ($V_н$), см/с	8,6	14,5	19,6
Срывающая скорость волнового потока ($V_с$), см/с	17,0	24,6	36,3
Гидравлическая крупность (U), см/с	3,0	5,4	8,5
$V_с/U$	5,67	4,56	4,27
$V_с/V_н$	1,98	1,70	1,85

Анализируя экспериментальные данные, полученные в этой области Б. М. Осовецким как для водной среды (табл. 46), так и для тяжелой жидкости, моделирующей водно-аллювиальную среду (табл. 47), в качестве наиболее существенного вывода заметим, что в пределах каждого размерного класса гидравлическая крупность различных ТМ, имеющих близкую по величине плотность, является, как правило, весьма близкой и последовательно возрастает с увеличением плотности минералов. Эти данные согласуются с результатами, полученными В. Руби, Г. Риттенхаузом, Л. Бриггсом, Ю. А. Полкановым, И. Ф. Кашкаровым, В. И. Пятновым и другими исследователями. Они подчеркивают ведущую роль именно *плотности* ТМ, определяющей поведение минералов при транспортировке и осадконакоплении. Наиболее сходимы значения гидравлической крупности близких по плотности ТМ для зерен менее 0,25 мм, причем не только для материала, взятого из аллювия одной реки, но и для аллювия разных рек.

Интересные данные по экспериментальному определению коэффициентов равнопадаемости ТМ получены Ю. А. Полкановым (табл. 48).

Эти и другие фактические данные показывают, что для большинства ТМ в пределах одного класса крупности влияние различий по морфологии и по другим характеристикам обломочных зерен, за исключением их плотности, на особенности поведения различных ТМ при транспортировке и седиментации является второстепенным. Имеющиеся в литературе указания противоположного характера относятся в основном, к минералам с весьма значительными вариациями морфологии (например, золото), с резко уплощенной формой зерен (главным образом, слюды) либо основаны на не вполне надежных экспериментальных данных или представляют собой неточную интерпретацию этих данных.

По Ю. В. Шумилову и А. Г. Шумовскому, окатанные и неокатанные зерна кварца одинакового размера различаются по гидравлической крупности на 20—40 %. По данным авторов, это справедливо для зерен размером 1—2 мм (окатанные зерна обладают большей гидравлической крупностью, чем неокатанные). Однако для зерен размером 0,5—1 мм картина оказывается противоположной: гидравлическая крупность неокатанных зерен выше, чем окатанных (примерно на 15 %). Гидравлическая же крупность зерен кварца размером 0,2—0,5 мм оказалась совершенно идентичной независимо от степени их окатанности (для еще более мелких зерен данные не приводятся).

По В. Н. Гончарову, для условий плоского турбулентного равномерного потока $V_c = \lg(8{,}8D/k_5)\,((2g(\delta_1 - \delta)k)/1{,}75\delta)^{1/2}$. В соответствии с формулой *, величина срывающей скорости

* Условные обозначения в формуле частично изменены по сравнению с обозначениями, принятыми В. Н. Гончаровым.

Таблица 46

Гидравлическая крупность минералов в воде, см/с (по Б. М. Осовецкому [9])

Минералы	Класс, мм									
	−0,8+ +0,63	−0,63+ +0,5	−0,5+ +0,4	−0,4+ +0,315	−0,315+ +0,25	−0,25+ +0,2	−0,2+ +0,16	−0,16+ +0,125	−0,125+ +0,1	−0,1+ +0,08
р. Печора										
Эпидот	9,75	8,25	7,1	6,0	5,0	4,2	3,35	2,65	2,0	—
Альмандин	—	10,6	9,1	7,65	6,35	5,1	4,0	3,0	2,2	—
Ставролит	10,6	9,3	8,1	6,85	5,75	4,65	3,75	2,9	2,15	—
Роговая обманка	9,6	8,3	7,1	6,1	5,1	4,2	3,45	2,7	2,0	—
Турмалин	10,0	8,5	7,2	6,0	4,95	4,05	3,25	2,55	2,0	—
Ильменит	—	—	—	6,7	5,75	4,8	4,0	3,4	2,7	—
Циркон	—	—	—	—	6,6	5,5	4,4	3,4	2,65	2,2
р. Дон										
Эпидот	8,1	6,95	5,9	5,0	4,25	3,55	2,95	2,35	1,8	1,4
Ставролит	9,1	7,8	6,55	5,55	4,75	3,95	3,3	2,7	2,1	—
Турмалин	—	7,6	6,6	5,6	4,7	3,9	3,25	2,6	2,05	—
Ильменит	—	—	—	5,95	5,0	4,25	3,45	3,0	2,6	2,25
Лимонит	7,2	6,2	5,5	5,1	4,6	3,6	2,7	2,05	1,5	—
Кианит	—	7,1	6,25	5,35	4,65	3,95	3,35	2,85	2,35	1,85
Рутил	—	—	—	—	5,4	4,4	3,6	2,85	2,2	1,65
Циркон	—	—	—	—	6,6	5,5	4,4	3,4	2,65	2,2
р. Вилюй										
Эпидот	9,6	7,8	6,55	5,6	4,8	4,0	3,3	2,6	2,0	—
Авгит	10,6	9,05	7,75	6,4	5,35	4,45	3,55	2,75	2,0	—
Альмандин	—	9,9	8,7	7,5	6,25	5,1	4,04	3,15	2,35	—
Лимонит	8,5	7,4	6,25	5,3	4,4	3,45	2,7	2,05	1,5	—
Ильменит	—	—	—	6,55	5,3	4,25	3,4	2,8	2,4	—
Кварц	7,2	6,2	5,3	4,45	3,7	3,0	2,35	1,8	1,35	—

Таблица 47

Гидравлическая крупность минералов в смеси бромоформа со спиртом, см/с (по Б. М. Осовецкому [9])

Минералы	Класс, мм								
	−1+0,8	−0,8+0,63	−0,63+0,5	−0,5+0,4	−0,4+0,315	−0,315+0,25	−0,25+0,2	−0,2+0,16	−0,16+0,125
р. Вилюй									
Авгит	6,1	5,5	4,5	3,8	2,7	2,65	1,6	1,4	—
Альмандин	7,75	6,8	6,4	5,1	3,7	3,3	2,3	1,7	—
Лимонит	6,1	5,2	4,5	3,6	2,4	1,7	1,25	1,05	—
Ильменит	—	—	—	—	4,1	3,25	2,3	2,1	—
р. Коса (приток Камы)									
Кварц	—	—	2,8	2,45	1,5	1,4	1,25	—	—
Эпидот	—	—	—	—	2,85	2,5	1,85	1,5	1,15
Альмандин	—	—	—	—	3,4	3,2	2,3	1,7	1,5
Ставролит	—	—	—	—	3,65	2,75	2,0	1,6	—
Хромит	—	—	—	—	3,55	3,2	2,7	2,1	1,9
р. Миасс									
Кварц	5,1	4,3	3,5	2,95	2,3	1,9	—	—	—
Циркон	8,05	7,9	6,6	5,05	4,45	3,35	—	—	—

(V_c) обломочных зерен зависит от глубины потока (D), средней крупности зерен смеси (k), диаметра наиболее крупных зерен, доля которых в смеси равна 5 % (k_5) плотности жидкости (δ) и плотности зерна (δ_1) (g — ускорение свободного падения). Первые четыре из этих параметров общие для всех зерен некоторой данной смеси, подвергающейся гидродинамической сортировке. Последний показатель (δ_1) является строго индивидуальным, специфическим для зерен каждого минерального вида.

Как показывают теоретические расчеты, экспериментальные данные и результаты ТМ исследований многих осадочных толщ, в первом приближении вполне можно считать, что последовательность уменьшения гидроаэродинамической устойчивости ТМ соответствует последовательности уменьшения их плотности (с некоторой корректировкой этого ряда, касающейся, главным образом, слюд).

С учетом вышеизложенного можно выделить пять групп ТМ по их гидромеханической устойчивости, которым соответствуют значения плотности минералов, приведенные в табл. 49.

Принятые в качестве граничных для каждой из групп ТМ значения плотности (см. табл. 49) в некоторой мере условны.

Таблица 48

Средние коэффициенты равнопадаемости минералов комплексных прибрежно-морских россыпей, по Ю. А. Полканову

Минерал	Песок	
	тонкозернистый	мелкозернистый
Циркон	1,0	1,00
Рутил	1,08	1,10
Ильменит измененный	1,14	1,20
Корунд	1,18	1,25
Альмандин	—	1,31
Ставролит	1,27	1,44
Алмаз	1,30	1,45
Кианит и силлиманит	1,31	1,50
Муассанит	1,35	1,55
Турмалин	1,38	1,60
Кварц	1,68	2,05

Учитывая данные об особенностях поведения различных ТМ, в качестве граничных с некоторым основанием могут рассматриваться и несколько иные, хотя и близкие к указанным в табл. 49 значения плотности: 2,85 (2,9); 3,6; 4,3; 5,2 (5,3).

Развитие и детализация предложенной общей схемы состоят прежде всего в установлении достаточно детальных рядов относительной гидромеханической (гидроаэродинамической) устойчивости (или обратных им рядов «дифференциальной подвижности») ТМ для различных условий седиментогенеза. Один из весьма важных вопросов при этом — вопрос о методике построения таких рядов, методике определения относительной гидроаэродинамической устойчивости ТМ.

Основным методом объективного решения вопроса о гидроаэродинамической устойчивости различных ТМ является анализ распределения ТМ в отложениях с различной степенью концентрации тяжелой фракции (без учета аутигенных минералов) при соблюдении условия петрофондовой тождественности сопоставляемых отложений, т. е. при условии, что непосредственное сравнение количественных содержаний ТМ проводится для таких отложений, которые возникли за счет одних и тех же источников сноса, из одного и того же исходного материала. Для определения величины гидроаэродинамической устойчивости ТМ и построения соответствующих рядов их относительной устойчивости целесообразно сравнить содержание каждого из ТМ в отложениях с различным содержанием тяжелой фракции и вычислить коэффициент гидроаэродинамической устойчивости $K_{s(hd)} = C_1/C_0$, где C_1 — содержание того или иного ТМ в отложениях, для условий формирования которых определяется устойчивость ТМ, C_0 — исходное содержание данного ТМ.

Таблица 49

Группировка терригенных минералов по их относительной гидромеханической устойчивости

Группы минералов по гидромеханической устойчивости	Оценка устойчивости	Значения плотности минералов, г/см³	Примеры минералов
I	Весьма низкая	$<2{,}85$	Кварц, полевые шпаты, мусковит, кордиерит
II	Низкая	2,85—3,5	Турмалин, силлиманит, андалузит, эпидот, апатит, биотит, амфиболы, авгит, диопсид, гиперстен, оливин (форстерит)
III	Средняя	3,5—4,0	Алмаз, лейкоксен, шпинель, кианит, ставролит, титанит, пироп, андрадит, оливин (гортонолит)
IV	Высокая	4,0—5,5	Циркон, рутил, ильменит, монацит, ксенотим, хромит, корунд, спессартин, альмандин, магнетит, перовскит, пирохлор, оливин (фаялит)
V	Весьма высокая	$>5{,}5$	Платина, золото, бадделеит, касситерит, танталит, вольфрамит, шеелит, киноварь

Поскольку точное определение количественно-минералогического состава материала источников сноса трудно, в качестве величины C_0 может приниматься содержание данного ТМ в отложениях с наименьшим содержанием тяжелой фракции (при соблюдении отмеченного выше условия петрофондовой тождественности сопоставляемых отложений).

В качестве примера воспользуемся подходом, предложенным Дж. Нейхейзелом [28] для изучения современных и плейстоценовых песков прибрежной равнины шт. Джорджия (США) (табл. 50).

Сопоставление вычисленных значений $K_{s(hd)}$ (см. табл. 50) позволяет получить следующий ряд относительной гидроаэродинамической устойчивости ТМ (минералы расположены в порядке уменьшения их устойчивости): монацит—рутил—ильменит—лейкоксен—циркон—ставролит—гранат—эпидот — силлиманит—турмалин—роговая обманка.

Полученные данные показывают, что при формировании современных и плейстоценовых песков прибрежной равнины гидроаэродинамическая устойчивость ТМ определялась прежде всего плотностью минералов. Это наглядно иллюстрируется и графиком зависимости коэффициента гидроаэродинамической

Таблица 50

Содержание тяжелых минералов в современных и плейстоценовых прибрежных песках о. Джекилл, шт. Джорджия, США, по Дж. Нейхейзелу [28], и значения коэффициента гидроаэродинамической устойчивости

Минералы	Плотность, г/см³	Выход тяжелой фракции, %			$K_{s\,(hd)}$
		50—90	5—30	1—5	
Роговая обманка	3,1	2,0	4,2	9,1	0,22
Турмалин	3,1	0,5	1,3	1,8	0,28
Эпидот	3,3	10,0	14,5	16,0	0,63
Силлиманит	3,3	3,0	6,0	7,8	0,38
Кианит	3,6	Следы	1,3	1,6	—
Ставролит	3,7	3,0	3,8	2,7	1,11
Гранат	4,3	1,0	1,0	1,1	0,91
Рутил	4,4	7,5	5,8	5,2	1,44
Лейкоксен	4,6	2,0	2,8	1,5	1,33
Ильменит	4,7	51,0	42,0	37,2	1,37
Циркон	4,7	16,5	14,3	13,2	1,25
Монацит	5,1	3,0	1,2	1,5	2,00
Прочие	3,5	0,5	1,3	1,3	0,38

(гидромеханической) устойчивости ТМ ($K_{s(hd)}$) от величины их плотности (δ, г/см³) (рис. 7).

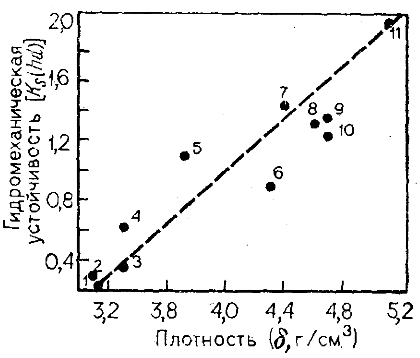
Анализ полученных данных (см. табл. 50; рис. 7) позволяет выделить три существенно различные по гидроаэродинамической устойчивости группы ТМ тяжелой фракции.

1. *Минералы с высокой гидроаэродинамической устойчивостью* ($K_{s(hd)}>1{,}2$) — монацит, циркон, ильменит, рутил. По мере усиления гидроаэродинамической активности среды и повышения степени минералогической сортировки обломочного вещества (что выражается, в частности, в увеличении выхода тяжелой фракции в накапливающихся осадках) содержание минералов этой группы, как правило, последовательно увеличивается за счет усиливающегося выноса относительно легких минералов тяжелой фракции (роговой обманки и др.). Минералы этой группы обладают сравнительно высокой плотностью ($\delta=4{,}4\div5{,}1$).

2. *Минералы со средней гидроаэродинамической устойчивостью* ($K_{s(hd)}\approx1$ или $K_{s(hd)}=0{,}8\div1{,}2$, в данном случае $K_{s(hd)}\approx0{,}9—1{,}1$) — гранат и ставролит. Относительное содержание этих минералов в тяжелой фракции при различной гидроаэродинамической активности среды осадконакопления остается практически неизмененным. В наибольшей степени это относится к гранату (см. табл. 50). Содержание ставролита испытывает небольшие, но вполне закономерные изменения: при сравнительно небольшом и среднем повышении гидроаэродинамиче-

Рис. 7. Зависимость величины коэффициента гидромеханической устойчивости терригенных минералов от их плотности (вычислено по данным Дж. Нейхейзела):

1 — роговая обманка, *2* — турмалин, *3* — силлиманит, *4* — эпидот, *5* — ставролит, *6* — гранат, *7* — рутил, *8* — лейкоксен, *9* — ильменит, *10* — циркон, *11* — монацит



ской активности среды осадконакопления относительное содержание ставролита в тяжелой фракции увеличивается с 2,7 до 3,8 % за счет выноса наиболее легких и соответственно гидроаэродинамически наименее устойчивых ТМ — роговой обманки и др. (при этом естественно ожидать увеличения процентного содержания граната, однако приведенные Дж. Нейхейзелом [28] данные этого не показывают); при более значительном повышении гидроаэродинамической активности ставролит оказывается не вполне устойчивым и частично подвергается выносу, в результате чего его содержание уменьшается (с 3,8 до 3,0 %), приближаясь к исходному. Плотность минералов этой группы является средней (δ=3,7÷4,3), промежуточной по величине между плотностью гидроаэродинамически высокоустойчивых ТМ первой группы и плотностью низкоустойчивых — тяжелой фракции. Необходимо отметить, что сходное со ставролитом поведение в условиях последовательно возрастающей гидроаэродинамической активности среды обнаруживает в рассматриваемом случае, по данным Дж. Нейхейзела [28], и лейкоксен (см. табл. 50). Истинные причины этого неясны. Возможно, что указанная Дж. Нейхейзелом величина плотности лейкоксена (δ= =4,6 г/см^3) неправильна, существенно завышена и действительная плотность лейкоксена в рассматриваемых отложениях значительно ближе к плотности ставролита, как это установлено для отложений других районов детальными исследованиями А. Н. Жердевой, В. К. Абулевич, Ю. А. Полканова, И. Ф. Кашкарова и др.

3. *Минералы с низкой гидроаэродинамической устойчивостью* ($K_{s(hd)}$<0,8) — эпидот, кианит, силлиманит, турмалин, роговая обманка. Содержание этих минералов по мере усиления гидроаэродинамической активности среды осадконакопления последовательно убывает. Показательно, что при сравнительно небольшом усилении гидроаэродинамической активности среды наиболее резко (>2 раз) уменьшается содержание роговой обманки (см. табл. 50) в значительной мере, по-видимому, из-за специфичности морфологии ее частиц. Содержание же примерно равного ей по плотности турмалина убывает при этом в

существенно меньшей степени. В еще меньшей мере снижается при этом содержание более тяжелых ТМ этой группы — силлиманита, кианита и эпидота. И лишь при более значительном усилении гидроаэродинамической активности среды происходит более резкое уменьшение содержания турмалина, силлиманита, кианита и эпидота. Плотность минералов этой группы наиболее низкая для ТМ тяжелой фракции: $\delta \leqslant 3{,}6$, точнее, $\delta = 2{,}85 \div 3{,}6$.

К последней группе в общем случае примыкает еще одна группа ТМ — ТМ легкой фракции (кварц, полевые шпаты и др.), обладающие *весьма низкой гидроаэродинамической устойчивостью* и наименьшей среди ТМ плотностью ($\delta < 2{,}85$).

С учетом состава ТМА различных отложений, в общем случае выделяется и еще одна группа ТМ — ТМ с *весьма высокой гидроаэродинамической устойчивостью* и наибольшей среди ТМ плотностью ($\delta > 5{,}5$ или, возможно, $\delta > 5{,}3$) — касситерит, вольфрамит, шеелит, танталит, бадделеит, золото и др., как это и было сделано выше (см. табл. 49).

Изложенные данные находятся в соответствии с многочисленными материалами о различных современных и ископаемых осадочных образованиях и имеют, безусловно, общее значение.

В качестве метода решения вопроса о положении каждого минерала в рядах относительной гидромеханической (гидроаэродинамической) устойчивости, метода построения таких рядов для разных природных условий седиментогенеза следует рассматривать анализ изменения количественных соотношений между *различными* минералами в пределах участков (или этапов) с изменяющейся гидроаэродинамической активностью среды осадконакопления, например участков накопления обычных песков и участков с повышенной динамикой, в пределах которых накапливаются пески с высоким содержанием тяжелых минералов — природные шлихи (при соблюдении равенства других условий, прежде всего при идентичности источников сноса и равной удаленности сопоставляемых участков зоны осадконакопления от источников сноса).

Например, увеличение отношения циркон/турмалин при повышении гидродинамической активности среды осадконакопления указывает на более ранний и более значительный вынос турмалина по сравнению с цирконом, на то, что минерал, находящийся в числителе (циркон), является гидромеханически более устойчивым (менее подвижным), чем минерал, находящийся в знаменателе (турмалин).

Проанализировав таким образом характер изменения количественных соотношений между каждыми двумя ТМ, присутствующими в составе какой-либо осадочной толщи, в отложениях, накапливавшихся в условиях различной гидродинамической активности (устанавливаемой с учетом суммарного выхода ТМ тяжелой фракции, а также по гранулометрии, слоистости и другим признакам), нетрудно построить точный ряд относи-

тельной гидромеханической устойчивости (или обратный ему ряд «дифференциальной подвижности») ТМ, выдерживавшийся при формировании данной толщи.

С помощью данной методики, по материалам минералогических анализов Дж. Мартенса, автором установлен, в частности, ряд гидромеханической устойчивости ТМ в береговой зоне Восточной Флориды, который имеет следующий вид (в порядке уменьшения устойчивости минералов): циркон—рутил—ильменит (лейкоксенизированный) — ставролит—эпидот—турмалин—силлиманит—роговая обманка.

Другой ряд гидромеханической устойчивости ТМ, согласующийся с этим рядом и достаточно близкий к нему, установлен автором для аллювиальных отложений. Этот ряд, в порядке уменьшения устойчивости минералов, имеет вид: циркон—рутил—альмандин—ставролит—кианит—турмалин—силлиманит.

Некоторые из таких рядов установлены, например, А. И. Блажчишиным и М. М. Усонисом по данным минералогического анализа современных прибрежных отложений юго-восточной части Балтийского моря. Как показали эти авторы, по мере удаления от берега и по мере падения емкости вдольберегового потока наносов различные минералы (близкого размера) выпадают и фиксируются в осадке строго последовательно, например ильменит—циркон—гранат—эпидот—амфиболы—глауконит—полевые шпаты—слюды.

Указанный ряд вполне может быть увязан с другими установленными рядами относительной гидроаэродинамической устойчивости ТМ (табл. 51), в частности с установленным Н. А. Шило [19] обобщенным рядом повышения устойчивости (уменьшения подвижности) основных россыпеобразующих минералов: алмаз—циркон—ильменит—монацит—магнетит—шеелит—касситерит—вольфрамит—золото—платина.

Последовательность снижения гидроаэродинамической устойчивости ТМ в установленных авторами рядах (для различных отложений и для различных условий их формирования) всегда практически строго соответствует последовательности уменьшения плотности минералов (см. табл. 51). Исключением из этой закономерности являются лишь слюды.

Сопоставление различных (установленных для различных отложений) рядов относительной гидромеханической устойчивости ТМ (см. табл. 51) показывает высокую степень соответствия между ними, прямую связь между гидромеханической устойчивостью и плотностью ТМ и позволяет построить единый обобщенный ряд относительной гидромеханической устойчивости ТМ (в направлении убывания): платина—золото—вольфрамит—касситерит—шеелит — магнетит — монацит — ильменит — циркон—рутил—альмандин, лейкоксен—ставролит, алмаз—кианит—эпидот—турмалин—силлиманит—амфиболы—глауконит — кварц, полевые шпаты—слюды.

Таблица 51

Ряды гидроаэродинамической устойчивости терригенных минералов

Оценка	Плотность минералов, г/см³	Россыпи (обобщенный ряд Н. А. Шило)	Прибрежные отложения Балтийского моря (по А. И. Блажчишину, М. М. Усонису)	Прибрежные отложения Восточной Флориды (М. Г. Бергер, по результатам минералогических анализов Дж. Мартенса)	Аллювий
Весьма высокая	>5,5	Платина Золото Вольфрамит Касситерит Шеелит			
Высокая	4,0—5,5	Магнетит Монацит Ильменит Циркон	Ильменит Циркон Гранат	Циркон Рутил Лейкоксенизированный ильменит	Циркон Рутил Альмандин
Средняя	3,5—4,0	Алмаз		Ставролит	Ставролит Кианит
Низкая	2,85—3,5		Эпидот Амфиболы	Эпидот Турмалин Силлиманит Роговая обманка	Турмалин Силлиманит
Весьма низкая	<2,85		Глауконит Полевые шпаты Слюда		

Приведенный ряд охватывает все ТМ — от наиболее тяжелых и гидромеханически весьма устойчивых до наиболее легких и наименее устойчивых. Ясно, что любой ТМ в соответствии с его плотностью легко найдет свое положение в этом ряду относительной гидромеханической устойчивости.

В приведенном ряду лишь слюды благодаря специфической форме занимают место, не вполне соответствующее их плотности. По мнению Б. Н. Соколова, еще одним гораздо более

значительным отклонением от данной закономерности, связывающей гидромеханическую устойчивость ТМ с их плотностью, является алмаз в связи со спецификой его поверхностных свойств — гидрофобностью и низкой величиной коэффициента трения («гладкость», «скользкость»). По этим свойствам алмаз, как считает Б. Н. Соколов, представляет собой гидромеханически более устойчивый минерал, чем близкие к нему по плотности и даже превосходящие его по этому показателю минералы. По мнению Б. Н. Соколова, при делювиальном и пролювиальном переносе алмаз остается одним из самых инертных минералов. Аллювиальный же перенос алмазов Б. Н. Соколов вообще считает практически невозможным.

Этот принципиально важный в научном и практическом отношениях вопрос пока остается нерешенным. Н. Н. Ведерников утверждает, что алмаз, отличающийся гидрофобной поверхностью, в водной среде более подвижен, чем прочие минералы, имеющие смачиваемую поверхность, в том числе чем близкий к нему по плотности пироп.

Об относительной гидромеханической устойчивости ТМ можно судить, в частности, и по результатам последовательности их смыва при шлиховом опробовании (данные А. А. Кухаренко, Б. М. Осовецкого и др.). Так, например, Б. М. Осовецкий выделяет следующие группы тяжелых минералов возрастающей гидромеханической устойчивости: 1) слюды, пироксены, хлорит; 2) турмалин, эпидот, амфиболы, лейкоксен, ставролит и др.; 3) рутил, циркон, ильменит, магнетит, гематит и др.; 4) золото, платина и др.

При некоторой сложности, разнородности состава минералов второй группы и недостаточной ясности, в частности, причин разделения амфиболов и пироксенов нетрудно заметить, что в целом данная последовательность соответствует последовательности увеличения плотности минералов в ряду от наиболее легких и пластинчатых минералов к тяжелым. С учетом изложенного выше, представляется возможным построить следующую шкалу гидроаэродинамической устойчивости ТМ (табл. 52).

Миграционная способность

Весьма важной (в том числе в геолого-поисковых целях) характеристикой каждого минерала является его миграционная способность (МС), оцениваемая дальностью, максимальным расстоянием возможного перемещения минералов в свободном состоянии от его коренного источника при сохранении минеральными зернами некоторых минимальных размеров, в качестве которых в терригенной минералогии целесообразно принять размер 0,05 мм или близкие к нему. Определяемая таким образом МС минералов зависит от их гидроаэродинамической, химической и физико-механической устойчивости (обобщающая

Таблица 52

Шкала гидроаэродинамической устойчивости терригенных минералов

Группы минералов по плотности	Обозначение группы	Оценка устойчивости	Подгруппы устойчивости	Плотность, г/см^3	Характерные минералы
Легкие	L	Весьма низкая	1	<2,85	Кварц, полевые шпаты, мусковит, глауконит, кордиерит
Тяжелые	H_1	Низкая	2	2,85—3,1	Турмалин (дравит), тремолит
			3	3,1—3,3	Турмалин (шерл), силлиманит, андалузит, апатит, роговая обманка
			4	3,3—3,5	Эпидот, авгит, диопсид, гиперстен
	H_2	Средняя	5	3,5—3,65	Алмаз, кианит, топаз, титанит, гроссуляр, геденбергит
			6	3,65—3,8	Шпинель (алюмошпинели), ставролит, пироп, андрадит
			7	3,8—4,0	Анатаз, брукит, альмандин-пироп
	H_3	Высокая	8	4,0—4,5	Рутил, корунд, ганит, альмандин, перовскит, алланит (ортит), спессартин
			9	4,5—5,0	Циркон, хромит, ксенотим, ильменит, магнетит, пирохлор
			10	5,0—5,5	Монацит, колумбит, гематит, пирит
Сверхтяжелые	SH	Весьма высокая	11	>5,5	Платина, золото, бадделеит, касситерит, колумбит, танталит, вольфрамит, шеелит, киноварь, торит

характеристика ТМ, производная по отношению к отмеченным свойствам ТМ). При этом повышение химической и физико-механической устойчивости ТМ ведет к увеличению их МС, а повышение гидроаэродинамической устойчивости минералов снижает эту способность (это сказывается существенно на классе сверхтяжелых — *SH*) ТМ (см. табл. 52).

Имеющиеся в литературе сведения о величине МС минералов весьма противоречивы. В значительной мере это обусловлено недостаточной изученностью вопроса и различиями значений МС одних и тех же минералов в разных гипергенных условиях. Однако отчасти существующие расхождения в приводимых авторами данных обусловлены различиями методики определения величины МС, прежде всего в значениях предельной величины измельчения минералов при установлении максимального удаления ТМ от источников сноса. В качестве такой величины принимаются размеры 0,01; 0,1; 0,5 и даже 1 мм, а также некоторые другие значения размеров зерен ТМ. Заметим, что предельная величина размеров зерен указывается не всегда.

В частности, для пиропа и пикроильменита — спутников алмаза — эта величина иногда составляет 1 мм и именно для класса +1 мм В. Ф. Кривоносом и др. дается их максимальное удаление от коренных источников. Исходя из поисковых целей, можно понять выбор крупного предельного измельчения (дробления, истирания, сортировки) минералов-спутников. Однако считать его общим для ТМ нельзя в связи с тем, что в терригенной минералогии принята иная методика минералогического анализа, а зерна многих широко распространенных минералов зачастую не достигают столь крупных размеров в коренных источниках.

Для получения сопоставимых данных при определении величины МС минералов предельные значения размеров измельчения должны, естественно, быть одинаковыми не только при изучении одного и того же ТМ, но и для всех них. Эти размеры целесообразно принять небольшими исходя, главным образом, из учета 1) реальных размеров большинства минералов (особенно акцессорных) в коренных породах, 2) минимальных размеров извлекаемых минералов россыпей, 3) общей методики ТМ исследований — прежде всего методики выделения и количественного минералогического анализа терригенных компонентов осадков и осадочных горных пород.

С учетом этих обстоятельств, в качестве такого размера целесообразно принять величину 0,05 мм или близкую к ней. Необходимо особо подчеркнуть при этом, что речь идет о предельной величине не просто истирания минералов, а их измельчения, точнее, уменьшения размера их зерен, обусловленного в общем случае не только истиранием, но и раздроблением, растворением, гидроаэродинамической сортировкой и, возможно, другими процессами.

В Словаре по геологии россыпей [14] и в других работах приведены данные, позволяющие построить следующий ряд россыпеобразующих минералов по возрастанию дальности (в км) их возможного переноса в водной среде в виде зерен, размеры которых допускают их извлечение существующими способами и методами обогащения: пирохлор (1—1,5) — вольфрамит (1—2,5) — колумбит (1,5—2,5) — танталит (до 5) — касситерит (3—6) — платина (4—8) — золото (8—10) (не считая косовых концентраций) — ильменит (рудообразующий), фергусонит, эвксенит, самарскит (15—20) — лопарит ($n\cdot1$—200 и более) — нефрит (150—200) — алмаз (десятки — первые сотни километров) — ильменит (акцессорный), циркон, монацит, рутил (сотни километров). Кроме того, приводится [14] несколько иной ряд россыпеобразующих минералов по возрастанию их миграционной способности (в скобках указан номер минерала по занимаемому им месту в предыдущем ряду): гатчеттолит—микролит—киноварь—пирохлор (1) — танталит (4) — вольфрамит (2) — шеелит — циртолит (малакон) — колумбит (3) — поликраз — касситерит (5) — ильменит (8) — самарскит (8) — фергусонит (8) — лопарит (9) — эвксенит (8) — золото (7) — платина (6).

С учетом изложенного выше и подхода А. А. Кухаренко, можно предложить следующую эмпирическую формулу (соответствующую и природным наблюдениям, и теоретическим представлениям в данной области) для вычисления приближенного коэффициента миграционной способности (K_{1mp}) ТМ (в условных единицах):

$$K_{1mp} = 10^{-3} S_{ch\,(w)} h_{\text{ср}} / \delta, \qquad (1)$$

где $S_{ch(w)}$ — приближенный индекс химической устойчивости ТМ при процессах поверхностного выветривания, по А. Кайе и Ж. Трикару [23]; $h_{\text{ср}}$ — средняя твердость минералов, определенная методом микровдавливания (микротвердость), кгс/мм^2 (*VHN* у зарубежных авторов); δ — средняя плотность минералов, г/см^3.

Умножение на 10^{-3} делает значения K_{1mp} более удобными для последующего оперирования ими.

Вычисления, проведенные по данной формуле, позволили получить следующие значения коэффициента миграционной способности (K_{1mp}) ТМ (табл. 53).

Сопоставление ряда относительной МС терригенных минералов, построенного по вычисленным значениям K_{1mp}, с рядом относительной МС минералов, который, по А. А. Кухаренко, намечается достаточно отчетливо по наблюдениям над минеральным составом россыпей и обломочных осадков различных генетических типов, показывает весьма высокую степень сходства этих рядов для большинства минералов (табл. 54). Это показывает, что предложенная эмпирическая формула (1) является в большинстве случаев вполне удовлетворительной для определе-

Таблица 53

Значения коэффициента миграционной способности (K_{1mp}) терригенных минералов и исходные данные для их вычисления

Минералы	Микротвердость ($h_{ср}$, кгс/мм²) по С. И. Лебедевой [5]	Химическая устойчивость (S_{ch} (w) усл. ед.) по А. Кайе и Ж. Трикару [23], с дополнениями	Плотность (δ, г/см³)	K_{1mp}
Циркон	$h_1 = 1047$; $h_2 = 1276$	710	4,7	$K_1 = 158,2$; $K_2 = 192,8$; $K_{ср} = 175,5$
Турмалин	1 133	630	3,0	237,9
Лимонит	803	600	4,2	114,7
Платина	130	600	19,0	4,1
Алмаз	До 10 060	550	3,5	До 1580,9
Золото	54	550	18,2	1,6
Хромит	1 375	550 *	5,1	148,3
Кварц	1 135	530	2,65	227,0
Корунд	2 108	500	4,0	263,5
Муассанит	2 606	500 *	3,2	407,2
Топаз	1 454	420	3,6	169,6
Монацит	467	420	5,3	37,0
Касситерит	1 106	400	7,0	63,2
Ксенотим	487	400	4,5	43,3
Колумбит	338	400 *	5,5	25,0
Вольфрамит	455	360	7,4	22,1
Барит	217	360	4,4	17,8
Ортоклаз	794	350	2,55	109,0
Гранат	1 250	310	4,3	90,1
Флюорит	194	280	3,2	17,0
Титанит	679	280	3,5	54,3
Кианит	$h_1 = 420$; $h_2 = 1\,313$	270	3,7	$K_1 = 30,6$; $K_2 = 95,8$; $K_{ср} = 63,2$
Магнетит	610	270	5,2	31,7
Апатит	532	220	3,2	36,6
Гематит	1 009	200	5,3	38,1
Шеелит	402	200 *	6,1	13,2
Ильменит	640	150	4,8	20,0
Пирит	1 295	10	5,0	2,6
Галенит	87	10*	7,6	0,1
Эгирин	803	10*	3,5	2,3

* Дополнения автора.

ния относительной величины МС различных минералов, а в какой-то мере, возможно, и для приближенной оценки абсолютной величины их МС.

Наиболее значительные различия между этими рядами состоят в положении в них золота, платины, а также ильменита. Природные наблюдения, однако, не подтверждают представлений о высокой МС золота (если не учитывать его транспорти-

Таблица 54

Шкала относительной миграционной способности терригенных минералов

Оценка	Группа	Пределы значений K_{1mp}	Характерные минералы (и вычисленные значения K_{1mp})	Ряд относительной миграционной способности минералов, по А. А. Кухаренко
Весьма низкая	I	<10	Киноварь (0,1) Галенит (0,1) Золото (1,7) Эгирин (2,3) Пирит (2,6) Платина (4,1)	Киноварь Арсенопирит Вольфрамит Пирит
Низкая	II	10—30	Шеелит (13,2) Флюорит (17,0) Барит (17,8) Ильменит (20,0) Вольфрамит (22,1) Колумбит (25,0)	Шеелит Оливин Авгит Гиперстен Барит Гроссуляр-андрадит Флюорит Роговая обманка Диопсид Колумбит Актинолит Эпидот
Средняя	III	30—60	Магнетит (31,7) Апатит (36,6) Монацит (37,0) Гематит (38,1) Ксенотим (43,3) Титанит (54,3)	Магнетит Апатит Титанит Альмандин Ставролит Анатаз Монацит
Высокая	IV	60—120	Кианит (63,2) Касситерит (63,2) Альмандин (90,1) Ортоклаз (109,0) Лимонит (114,7)	Кианит Касситерит Андалузит Золото Лимонит

Продолжение табл. 54

Оценка	Группа	Пределы значений $K_{1тр}$	Характерные минералы (и вычисленные значения $K_{1тр}$)	Ряд относительной миграционной способности минералов, по А. А. Кухаренко
Весьма высокая	V	>120	Хромит (148,3) Топаз (169,6) Циркон (175,5) Кварц (227,0) Турмалин (237,9) Корунд (263,5) Муассанит (407,2) Алмаз (до 1580,9)	Хромшпинелиды Ильменит Гематит Лейкоксен Осмистый иридий Топаз Рутил Турмалин Платина Циркон Корунд Алмаз

ровку в сростках с кварцем и другими минералами) и весьма высокой, едва ли не самой высокой, из всех минералов МС платины. Ряд относительной МС минералов, построенный по вычисленным для каждого ТМ значениям $K_{1тр}$, гораздо ближе соответствует природным данным.

При определении миграционной способности ТМ, как известно, не учитываются ни геологическое время (продолжительность миграции), ни число циклов перемыва и переотложения обломочного материала. Оба эти показателя принимаются практически неограниченными, в общем случае всегда достаточными для достижения каждым ТМ (по крайней мере, частью его зерен, присутствовавших в породах источника сноса) максимального удаления от коренного источника, столь большого, насколько позволяют это физико-механическая, химическая и гидроаэродинамическая устойчивость минералов, т. е. их сопротивляемость различным воздействиям, направленным на перемещение и разрушение минералов. С учетом этого и известных природных механизмов, и условий транспортировки (характер которых также никак не ограничивается при определении МС минералов), можно отметить, что из трех отмеченных седиментогенических свойств ТМ наибольшее влияние на величину МС минералов в большинстве случаев оказывает их физико-механическая и химическая устойчивость, а гидроаэродинамическая устойчивость на минералы с 1-й по 10-ю подгруппу (см. табл. 52) намного меньше воздействует на их МС. Так, МС терригенных минералов 8-й, 9-й и 10-й подгрупп гидроаэродинамической устойчивости (циркон, рутил, монацит и др.) является

исключительно высокой, иногда — практически неограниченной, если только физико-механическая и особенно химическая устойчивость минералов достаточно высоки.

Учитывая сказанное, можно предложить иную эмпирическую формулу для определения величины коэффициента МС (K_{2mp}) ТМ:

$$K_{2mp} = 10^{-3} * S_{ch\,(w)} h_{cp} / \delta^{1/2}. \qquad (2)$$

Построенный по вычисленным значениям K_{2mp} ряд относительной миграционной способности ТМ (табл. 55) лишь в отдельных деталях отличается от ряда, построенного по K_{1mp} (см. табл. 54) и также (главным образом, за исключением данных по платине, золоту и ильмениту) достаточно близок к ряду относительной МС минералов, по А. А. Кухаренко (см. табл. 55).

С учетом существенно возрастающего влияния на МС минералов величины плотности наиболее тяжелых минералов (особенно при $\delta \geqslant 7$ г/см^3) для минералов при $\delta < 7$ МС предпочтительнее определять по формуле (2) или в удовлетворительной степени по формуле (1) и (2), а для ТМ с $\delta \geqslant 7$ более удобно пользоваться формулой (1).

Для условий слабого проявления процессов химического выветривания наиболее точному определению относительной величины МС минералов, возможно, соответствуют формулы**: $K_{3mp} = 10^{-3} \cdot S^{1/2}{}_{ch(w)} h_{cp} / \delta$ или $K_{4mp} = 10^{-3} \cdot S^{1/2}{}_{ch(w)} h_{cp} / \delta^{1/2}$.

А для условий крайне слабого проявления процессов химического выветривания и тем более практически полного его отсутствия в данных целях, возможно, вполне удовлетворительным является коэффициент $K_{5mp} = h_{cp}/\delta$ (или его модификация $K'_{5mp} = H/\delta$) или же близкий к нему коэффициент $K_{6mp} = h_{cp}/\delta^{1/2}$ (или его модификация $K'_{6mp} = H/\delta^{1/2}$).

Обратная коэффициенту K'_{5mp} величина δ/H («коэффициент псефичности»), как и отношение δ/h_{cp} по физическому и геологическому смыслу может характеризовать *неперемещаемость* (степень неперемещаемости) минералов.

В целях количественного выражения величины миграционной способности и других седименто- и литогенических свойств ТМ можно использовать также подход, принципиально аналогичный подходу В. Н. Шванова, который выражал химическую и физико-механическую (абразивную) устойчивость ТМ в условных единицах, численные значения которых принимались соответствующими номеру (месту) каждого минерала в рядах возрастающей химической и физико-механической устойчивости минералов, по А. А. Кухаренко. А. В. Еремин аналогично определял величины так называемых «бронов» («баллов ряда относительной неустойчивости минералов»).

Если номерам выделенных выше 13 подгрупп химической устойчивости ТМ (см. табл. 36 и 37), 14 подгрупп физико-ме-

* См. формулу (1).

** Пояснение см. в формуле (1).

Таблица 55

Шкала относительной миграционной способности терригенных минералов по величине K_{2mp}

Оценка	Груп-па	Пределы значений K_{2mp}	Характерные минералы (и их вычисленные значения K_{2mp})	Ряд относительной МС минералов, по А. А. Кухаренко
Весьма низкая	I	<30	Киноварь (0,3) Галенит (0,3) Эгирин (4,3) Пирит (5,8) Золото (7,0) Платина (7,9)	Киноварь Арсенопирит Вольфрамит Пирит
Низкая	II	30—60	Флюорит (30,4) Шеелит (32,6) Барит (37,2) Ильменит (43,8) Колумбит (54,8)	Шеелит Оливин Авгит Гиперстен Барит Гроссуляр-андрадит Флюорит Роговая обманка Диопсид Колумбит Актинолит
Средняя	III	60—120	Вольфрамит (60,2) Апатит (65,4) Магнетит (72,2) Монацит (85,2) Гематит (87,7) Ксенотим (93,9) Титанит (101,6)	Эпидот Магнетит Апатит Титанит
Высокая	IV	120—240	Кианит (122,2) Касситерит (167,2) Ортоклаз (174,0) Альмандин (186,9) Лимонит (235,1)	Альмандин Ставролит Анатаз Монацит Кианит Касситерит Андалузит Золото Лимонит

Оценка	Группа	Пределы значений K_{2mp}	Характерные минералы (и их вычисленные значения K_{2mp})	Ряд относительной МС минералов, по А. А. Кухаренко
				Хромшпинелиды Ильменит Гематит Лейкоксен Осмистый иридий
Весьма высокая	V	>240	Топаз (321,8) Хромшпинелиды (346,1) Кварц (369,5) Циркон (380,4) Турмалин (412,6) Корунд (527,0) Муассанит (728,4) Алмаз (до 2957,5)	Топаз Рутил Турмалин Платина Циркон Корунд Алмаз

ханической устойчивости (см. табл. 44) и 11 подгрупп гидроаэродинамической устойчивости (см. табл. 52) придать значение *баллов* устойчивости минералов (сокращенно «бум», условное обозначение B), то, с учетом изложенного выше, можно предложить следующую формулу для вычисления ориентировочной величины баллов миграционной способности ТМ:

$$B_{mp} = B_{ch} \cdot B_{ph} / B_{hd}^{1/2}, \qquad (3)$$

где B_{mp} — балл миграционной способности ТМ, B_{ch} — балл химической устойчивости ТМ, B_{ph} — балл физико-механической устойчивости ТМ, B_{hd} — балл гидроаэродинамической устойчивости ТМ. При этом, учитывая, что многие ТМ могут принадлежать не одной подгруппе и даже не одной группе устойчивости (например, химической), а могут относиться к ряду подгрупп, в качестве балла определенного типа устойчивости (химической, физико-механической или гидроаэродинамической) одного минерала при вычислении величины B_{mp} прежде всего необходимо рассматривать одно значение (наиболее типичное, среднее). Например, в соответствии с приведенными выше данными, балл химической устойчивости кварца $B_{ch}(Q) = 12$, балл физико-механической устойчивости $B_{ph}(Q) = 9$, а балл его гидроаэродинамической устойчивости $B_{hd}(Q) = 1$. Соответственно определенный по формуле (3) балл миграционной способности этого минерала $B_{mp}(Q) = 108{,}0$. Впрочем, учет возможных крайних значений баллов устойчивости минералов также существен при характеристике ТМ и при вычислении величины баллов их миграционной способности.

В соответствии с изложенным (при анализе выражений для определения коэффициентов миграционной способности ТМ),

для группы наиболее тяжелых («сверхтяжелых») ТМ с высшим баллом гидроаэродинамической устойчивости $B_{hd}=11$ балл МС может определяться по несколько иной формуле

$$B_{1mp}=\frac{B_{ch}B_{ph}}{B_{hd}}\approx B_{ch}B_{ph}\cdot 10^{-1}. \qquad (4)$$

Для условий слабого проявления процессов химического выветривания и тем более практически полного его отсутствия определение баллов МС минералов может проводиться по иным шкалам, в основе которых лежат вычисленные значения величин соответственно: $B_{2mp}=B^{1/2}{}_{ch}B_{ph}/B^{1/2}{}_{hd}$ и $B_{3mp}=B_{ph}/B^{1/2}{}_{hd}$, а для наиболее тяжелых ТМ (с $\delta\geqslant 7$), соответственно $B_{4mp}=B_{ph}B^{1/2}{}_{ch}\cdot 10^{-1}$ и $B_{5mp}=B_{ph}\cdot 10^{-1}$.

В качестве основного показателя МС терригенных минералов ниже рассматривается коэффициент K_{1mp}, определяемый по формуле (1). Соответственно также основной рассматривается шкала относительной МС терригенных минералов, построенная на значениях данного показателя (см. табл. 54). Другие введенные выше показатели МС рассматриваются как дополнительные. Важнейшим из них является балл миграционной способности (B_{mp}) ТМ, определяемый по формуле (3). На основе учета значений данного показателя может быть предложена следующая дополнительная шкала относительной МС терригенных минералов (табл. 56). Следует признать, однако, что соответствие между группами ТМ, выделенными на основе различных показателей МС, не является полным, абсолютным. Тем не менее высокая степень соответствия между последовательностями (рядами) относительной МС минералов, построенными по введенным показателям, и наблюдаемыми в природе соотношениями величин МС различных минералов указывает на достаточную удовлетворительность и эффективность предложенных показателей МС.

Исключительно большое значение имеют оценка абсолютной величины МС терригенных минералов (в километрах) и построение соответствующей шкалы. В качестве такой шкалы можно предложить следующую (табл. 57). Миграционная способность ТМ оценивается для условий транспортировки минералов в свободном состоянии. Необходимо отметить, что получение точной обобщенной количественной оценки максимально возможной дальности миграции ТМ от их коренных источников осложняется тем, что ТМ при процессах выветривания исходных (материнских) пород и при транспортировке не сразу полностью высвобождаются от своих парагенетических спутников, а нередко длительное время и значительное расстояние мигрируют в составе обломков исходных пород или в виде сростков с другими минералами. Естественно, что такие терригенные компоненты (обломки пород, сростки) обладают свойствами (в частности, миграционной способностью), в той или иной мере от-

Таблица 56

Дополнительная шкала относительной миграционной способности терригенных минералов (по величине B_{mp})

Оценка	Группа	Пределы значений B_{mp}	Минералы (и их вычисленные значения B_{mp})
Весьма низкая	I	<5	Молибденит (0,7—1,3), висмутин (1,2), халькопирит (1,8), киноварь (1,8) бастнезит (1,6—2,0), микролит (1,8—2,4), галенит (1,8—2,7), паризит (2,1), пирохлор (2,5)
Низкая	II	5—10	Пирит (5,7), шеелит (5,4—7,2), гиперстен (7), фергусонит (max 7,2), хромдиопсид (7—8), оливин (7,1—8), энстатит (8,1), актинолит (8,1)
Средняя	III	10—20	Эвксенит (7—11), авгит (10,5), диопсид (12), перовскит (11,3—15,9), роговая обманка (12,1), эпидот (16—20)
Высокая	IV	20—35	Пироп (около 20) (18,4—22,0), альмандин (22,3—23,8), бадделеит (30)
Весьма высокая	V	>35	Ставролит (36,7), рутил (36,8—41,3), циркон (39), хромит (40), корунд (50,9), силлиманит (52), шпинель (53,6), турмалин (83), муассанит (90,2), кварц (108)

личными от свойств входящих в их состав отдельных минералов.

Зрелость терригенно-минералогических ассоциаций

Содержание понятия зрелость (зрелость отложений, зрелость обломочного вещества (ТМ ассоциаций) и т. п.), а также ряда связанных с ним понятий всем представляется очевидным. Вероятно, поэтому в литературе почти не встречаются их определения. По Ф. Петтиджону [10], зрелость кластических осадков определяется степенью их приближения к конечному продукту тех породообразующих процессов, которым они подвергаются.

Целесообразно выделять различные типы зрелости обломочного вещества (рис. 8).

Необходимо отметить, что речь идет именно о зрелости, а не об однородности минерального состава обломочного вещества в химическом, гидравлическом или ином отношении. Соответственно, например, гидроаэродинамически наиболее зрелым должно считаться обломочное вещество не однородное по гид-

Таблица 57

Шкала миграционной способности терригенных минералов

Оценка	Группа	Максимальное удаление минерала от коренного источника, км	Минералы
Весьма низкая	I	<5	Висмутин, бастнезит, паризит, эшинит-приорит, гатчеттолит, киноварь ($\leqslant 2$) *, микролит, пирохлор, вольфрамит, колумбит ($\leqslant 2{,}5$), танталит (до 5) **
Низкая	II	5—20	Касситерит (3—6)***, платина (4—8)****, золото (8—10)****, самарскит, фергусонит, эвксенит (до 20)
Средняя	III	20—100	Касситерит, пироп, лопарит (?)
Высокая	IV	100—300	Нефрит (150—200), лопарит (200—250)
Весьма высокая	V	>300	Ставролит, рутил, циркон, хромит, корунд, силлиманит, турмалин, кварц

* Дальность транспортировки [14].

** Имеются данные, свидетельствующие об иных величинах возможного максимального удаления колумбита и танталита от коренных источников, об иных, диаметрально противоположных соотношениях МС этих минералов. Это относится к микролиту и пирохлору [14], а также ряду других минералов.

*** Эти значения занижены.

**** Без учета косовых россыпей.

равлической крупности слагающих его зерен (принадлежащих одному узкому гидравлическому классу), но в наибольшей степени отмытое от зерен ТМ, обладающих относительно низкой гидроаэродинамической устойчивостью.

Первый показатель гидроаэродинамической зрелости (M_{hd}) общей ТМА тех или иных отложений, включающей ТМ и легкой, и тяжелой фракций, — суммарное (по массе) процентное содержание в отложениях ТМ тяжелой фракции. Подчеркнем: именно *терригенных* минералов (а не тяжелой фракции вообще), поскольку в составе тяжелой фракции часто в значительном количестве присутствуют и аутигенные минералы, существенно увеличивающие процентное содержание тяжелой фракции.

В качестве *второго (высшего) показателя гидроаэродинамической зрелости* (M'_{hd}) общей ТМА отложений и показателя гидроаэродинамической зрелости ТМА тяжелой фракции отложений можно принять суммарное процентное содержание в тяжелой фракции терригенных минералов, обладающих высокой и весьма высокой гидроаэродинамической устойчивостью (табл. 52), таких, как циркон, рутил, монацит, хромит, магне-

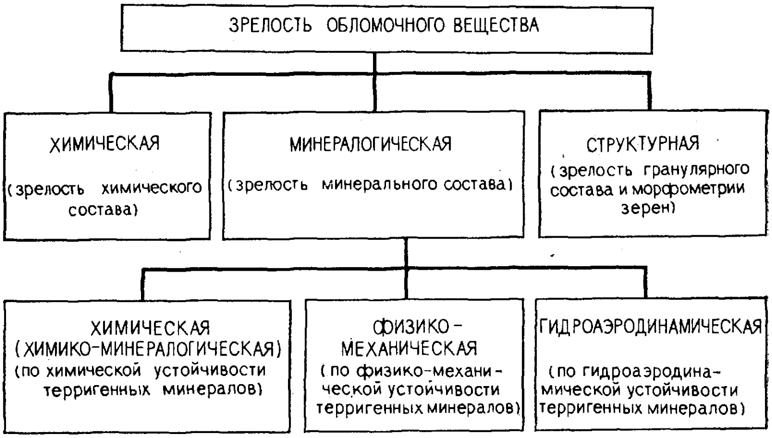


Рис. 8. Классификация типов зрелости обломочного вещества

тит, ильменит, касситерит, колумбит и др. (По другому варианту методики проведения количественного минералогического анализа терригенных компонентов и определения величины данного и других показателей зрелости ТМА при подсчете учитываются только прозрачные неслюдистые ТМ.)

Исследование разнообразных отложений, прежде всего современных осадков различного генезиса, показывает, что, начиная с относительно небольших (обычно около 1—3 %, иногда 0,6—5,0 %) значений M_{hd}, между величинами M_{hd} и M'_{hd} существует прямая зависимость. Содержание тяжелой фракции (M_{hd}), фиксирующее начало существенной трансформации, «созревания» ТМА тяжелой фракции в гидроаэродинамическом отношении (что выражается прежде всего в повышении величины M'_{hd}), определяется исходным содержанием и составом тяжелой фракции коренных пород источников сноса, развитых по ним кор выветривания и промежуточных (вторичных) коллекторов. При этом, чем более зрелым является исходный состав материала, поступающего в зону осадконакопления, тем бóльшие усилия требуются для дальнейшего повышения зрелости ТМА и тем позднее начинается ощутимая перестройка ее состава, направленная на дальнейшее повышение гидроаэродинамической зрелости ТМА тяжелой фракции, чтобы проиллюстрировать это положение, воспользуемся вновь данными Дж. Мартенса по минеральному составу современных прибрежно-морских отложений Восточного побережья Флориды (см. табл. 2; рис. 9). В соответствии с установленным этим исследователем составом ТМА тяжелой фракции, в качестве показателя M'_{hd} в данном случае естественно рассматривать суммарное процентное содержание ильменита, циркона, рутила и монацита ($J+Z+R+Mnz$).

В качестве показателей гидроаэродинамической зрелости ТМА могут использоваться (отчасти уже используются) и различные ТМК — отношения между ТМ или группами ТМ с разной гидроаэродинамической устойчивостью, прежде всего отношение суммарного по массе, объемного или знакового содержания гидроаэродинамически наиболее устойчивых ТМ (с $\delta > 4,0$), т. е. величины M'_{hd}, к соответствующему суммарному содержанию гидроаэродинамически наименее устойчивых ТМ тяжелой фракции (с $\delta = 2,85 \div 3,5$). Последний из этих коэффициентов является одновременно основным (обобщенным) фациально-динамическим ТМК. Принципиально близкий характер имеют ТМК, известные под названиями коэффициента гравитации ($К_г$) или коэффициента гравитационного накопления (КГН). При этом, наряду с аддитивной формой данного показателя фациально-динамических условий осадконакопления и гидроаэродинамической зрелости накопившихся в этих условиях ТМА, может использоваться увеличивающая контрастность получаемых результатов мультипликативная форма, представляющая собой отношение произведений содержаний гидроаэродинамически наиболее устойчивых ТМ к произведениям содержаний гидроаэродинамически наименее устойчивых ТМ тяжелой фракции. Очевидно, что, наряду с аддитивными ТМК, в терригенной минералогии должны найти применение и разнообразные мультипликативные ТМК по типу соответствующих коэффициентов, широко используемых в поисковой геохимии.

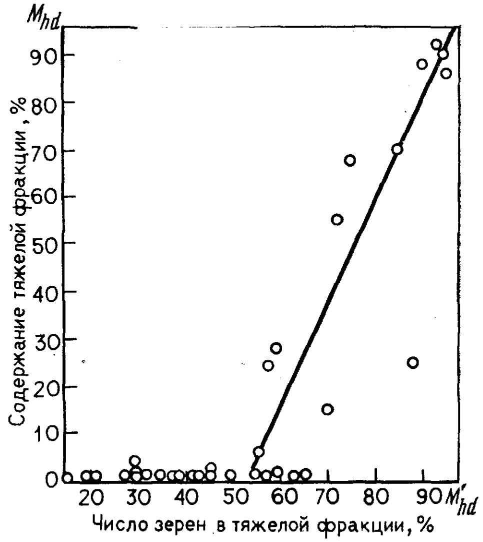


Рис. 9. Зависимость между показателями гидроаэродинамической зрелости современных прибрежно-морских отложений восточного побережья Флориды (вычислено по данным минералогических анализов Дж. Мартенса)

Непосредственно сопоставлять между собой по любому из отмеченных и многих других ТМ показателей зрелости можно только такие отложения, которые сформировались при равных условиях (включая условия диа- и катагенеза), прежде всего за счет одних и тех же по составу источников сноса и только в том случае, если идентичны методики количественного минералогического анализа терригенных компонентов и определения величины показателей зрелости ТМА. Впрочем, как было пока-

зано ранее [1], вполне возможен подбор таких ТМ показателей (прежде всего ТМК, но не только ТМК), которые позволили бы в значительной мере исключить влияние на их величину некоторых различий в условиях формирования отложений и сделали бы возможным сопоставление отложений с различными (или неустановленными) условиями формирования и постседиментационного изменения.

В целях количественной оценки *химической* (химико-минералогической) *зрелости* обломочного вещества, как указывает Р. К. Селли [12], можно ввести показатель химической зрелости (M_c), который будет варьировать от 0 в осадке, не содержащем химически устойчивых зерен, до 100 в осадке, где все зерна представлены химически устойчивыми минералами, т. е. $M_c = 100G_s/(G_s + G_u)$, где M_c — показатель химической зрелости, G_s — объем химически устойчивых зерен, G_u — объем химически неустойчивых зерен.

Химическую зрелость минерального состава обломочного вещества целесообразно рассматривать раздельно — для ТМА легкой и тяжелой фракции отложений.

В качестве *первого ТМ показателя химической (химико-минералогической) зрелости ТМА* тяжелой фракции отложений ($M_{ch}(H)$ можно рассматривать суммарное процентное содержание в составе терригенных компонентов тяжелой фракции минералов, обладающих высокой и весьма высокой химической устойчивостью (см. табл. 36 и 37) — циркона, рутила, хромита (хромшпинелидов), лейкоксена, монацита, турмалина, кианита, ставролита, силлиманита, бадделеита, шпинели (алюмошпинелей), анатаза, брукита (если они терригенные) и др. Аналогичный показатель ($M_{ch}(L)$), дающий общее процентное содержание кварца, обломков халцедона и других легких ТМ с высокой и весьма высокой химической устойчивостью (полевые шпаты, некоторые из которых иногда считаются высокоустойчивыми, исключаются), может быть использован в качестве *первого ТМ показателя химической* (химико-минералогической) *зрелости ТМА легкой фракции* отложений.

Как *второй (высший) ТМ показатель химической* (химико-минералогической) *зрелости* — показатель высшей химической зрелости ТМА тяжелой фракции ($M'_{ch}(H)$) можно использовать суммарное процентное содержание в составе терригенных компонентов тяжелой фракции химически самых устойчивых ТМ — циркона, турмалина и рутила. Этот показатель был введен в 1960 г. Дж. Хьюбертом и широко известен как *ZTR*-индекс Дж. Хьюберта. Аналогичным показателем для легкой фракции ($M'_{ch}(L)$) удобно считать процентное содержание в ней кварца.

Последний показатель может рассматриваться и в качестве *показателя физико-механической зрелости ТМА легкой фракции* отложений ($M_{ph}(L)$). С учетом этого совпадения данному показателю можно присвоить и более общее обозначение $M'_{ch,ph}(L)$. Как *показатель физико-механической зрелости*

Таблица 58

Шкала гидроаэродинамической зрелости ТМА по значениям M_{hd}

Гидроаэродинамическая зрелость	M_{hd}, %
Весьма низкая	<1
Низкая	1—2
Средняя	2—5
Высокая	5—10
Весьма высокая	10—20
Исключительно высокая	>20

Таблица 59

Шкала химической зрелости ТМА тяжелой фракции по значениям $M_{ch}(H)$

Химическая зрелость	M_{ch} (H), %
Весьма низкая	<20
Низкая	20—40
Средняя	40—60
Высокая	60—80
Весьма высокая	80—95
Исключительно высокая	>95

ТМА тяжелой фракции ($M_{ph}(H)$) естественно рассматривать суммарное процентное содержание в составе ТМА тяжелой фракции циркона, хромита, альмандина, турмалина, ставролита, корунда и других ТМ, обладающих высокой и весьма высокой физико-механической устойчивостью (см. табл. 44).

Перечисленные выше показатели зрелости ТМА (за исключением ТМК) могут принимать любые значения от 0 до 100. С учетом данных о составе различных осадочных образований, можно предложить следующие шкалы оценки зрелости ТМА по различным показателям (табл. 58—60).

Такие градации, какие указаны в табл. 59, можно принять для шкалы физико-механической зрелости ТМА тяжелой фракции по значениям $M_{ph}(H)$.

Могут быть предложены иные градации химической, физико-механической и гидроаэродинамической зрелости ТМА, в той или иной мере отличающиеся от приведенных выше и по их числу, и по граничным значениям показателей зрелости.

Вполне эффективными показателями гидроаэродинамической, химической и физико-механической зрелости ТМА могут служить средневзвешенные значения баллов соответствующей устойчивости минералов, определяемые по формуле

$$\bar{B} = \sum B_i C_i \cdot 10^{-2}, \quad (5)$$

где $\bar{B}$ — средневзвешенный балл гидроаэродинамической, химической или физико-механической устойчивости минералов ТМА, B_i — балл соответствующей устойчивости каждого минерала, C_i — процентное содержание соответствующего минерала в составе ТМА тяжелой (или легкой) фракции.

Аналогичным образом может быть определен и средневзвешенный балл миграционной способности минералов любой ТМА ($\bar{B}_{mp}$).

Таблица 60

Шкала химической и физико-механической зрелости ТМА легкой фракции. По значениям $M'_{ch,\ ph}(L)$

Зрелость	$M'_{ch,\ ph}(L)$, %
Весьма низкая	<60
Низкая	60—70
Средняя	70—80
Высокая	80—90
Весьма высокая	90—95
Исключительно высокая	>95

Для иллюстрации воспользуемся предложенной методикой для вычисления и генетической интерпретации средневзвешенных значений баллов устойчивости минералов ТМА на примере ТМА тяжелой фракции размываемого аллювиального плиоценового песка и возникшего в результате перемыва современного песка береговой зоны северного побережья Азовского моря (табл. 61).

По формуле (5) имеем для размываемого плиоценового песка $\bar{B}_{hd}(N_2)=4{,}4$; $B_{ch}(N_2)=4{,}4$; $B_{ph}(N_2)=7{,}2$ а для песка современного пляжа $B_{hd}(Q)=6{,}6$; $B_{ch}(Q)=6{,}3$; $B_{ph}(Q)=7{,}0$. Сравнивая полученные средневзвешенные значения баллов устойчивости ТМ ($\bar{B}$) тяжелой фракции сопоставляемых отложений северного побережья Азовского моря, можно прийти к следующим выводам.

Средневзвешенный балл гидроаэродинамической устойчивости ТМ (и соответственно гидроаэродинамическая зрелость ТМА) тяжелой фракции песков современного пляжа (6,6) существенно выше, чем размываемых аллювиальных плиоценовых песков (4,4), что хорошо согласуется с различиями в условиях накопления этих песков, содержанием в них тяжелой фракции (значительно более высоким в песках пляжа), значениями показателя M'_{hd} и другими данными. Одновременно в песках пляжа возрос, по сравнению с плиоценовыми песками, и средневзвешенный балл химической устойчивости ТМ (с 4,4 до 6,3), что, очевидно, — побочное следствие гидроаэродинамической минералогической дифференциации (сопровождавшейся выносом значительного количества гидромеханически и одновременно химически относительно низкоустойчивых амфиболов), а не результат уничтожения при формировании пляжевых отложений значительного количества химически относительно низкоустойчивых ТМ. Средневзвешенный балл физико-механической устойчивости тяжелых ТМ при формировании современных пляжевых песков за счет перемыва и переотложения материала ал-

Таблица 61

Содержание минералов тяжелой фракции (размер —0,25÷+0,05 мм) размываемого плиоценового песка и песка современного пляжа

Минерал	Содержание минералов, % (C_i), и возраст отложений		Балл устойчивости минерала (B_i)		
	N_2	Q	B_{hdi}	B_{chi}	B_{phi}
Ильменит	4	37	9	7	7
Циркон	3	6	9	13	9
Кианит	2	2	5	10	8
Ставролит	6	5	6	9	9
Силлиманит	2	2	3	10	9
Амфиболы	69	28	3	3	7
Альмандин	7	18	8	7	9
Андалузит	2	+	3	7	9
Эпидот	2	+	4	4	8

лювиальных плиоценовых песков остается практически неизменным или даже несколько снижается (с 7,2 до 7,0), что не позволяет предполагать в данном случае заметное проявление процессов уничтожения физико-механически наименее устойчивых тяжелых ТМ в береговой зоне моря. Впрочем, физико-механическая устойчивость даже наименее устойчивых в данном отношении минералов тяжелой фракции размываемых в береговой зоне моря плиоценовых песков (исходного материала для современных песков пляжа) довольно высока ($B_{ph}=7$) (см. табл. 61).

Необходимо подчеркнуть, что генетическая (в частности, палеогеографическая) интерпретация вычисленных значений показателей зрелости ТМА — непростое дело. Зачастую считается, что высокая химическая зрелость ТМА — показатель синхронных с осадконакоплением конседиментационных процессов интенсивного и глубокого химического выветривания пород источников сноса и соответственно показатель определенных тектонических, геоморфологических и климатических условий в областях сноса — относительной тектонической стабильности, пенепленизации, гумидного климата, существовавших во время накопления соответствующей ТМА и в непосредственно предшествующее ему время. При этом допускается, что: 1) исходный состав пород источников сноса (петрофонд) всегда является химически незрелым или содержит такой разнообразный по химической устойчивости набор минералов, простое, не сопровождающееся химической переработкой, повторение которого в отложениях привело бы к возникновению химически незрелых ТМА; 2) к повышению степени зрелости ТМА ведут лишь процессы поверхностного химического выветривания пород источ-

ников сноса; 3) породы коры выветривания не сохраняются на месте первичного залегания в течение длительного времени и, таким образом, значительный разрыв во времени и в характере климатических условий между временем формирования материала коры выветривания и временем его денудации и переотложения невозможен. Все эти положения не всегда справедливы и поэтому не могут быть приняты без доказательств. На спорность первого из этих допущений уже указывали Н. М. Страхов и Г. Ф. Крашенинников. Не менее спорно и второе положение: повышение зрелости ТМА, вплоть до полного уничтожения химически неустойчивых ТМ, может быть вызвано различными причинами и происходить на разных стадиях осадочного процесса (и в различное время), в частности на стадии катагенеза. Третье положение также вполне аргументированно оспаривается, например, В. П. Петровым. Хотя корообразование практически неизбежно сопровождается повышением химической зрелости ТМА коррелятных корам выветривания отложений, обратное этому положению не может быть абсолютизировано: повышение химической зрелости ТМА отложений не обязательно свидетельствует об одновременном с осадконакоплением корообразовании.

Таким образом, та или иная степень зрелости ТМА, устанавливаемая с помощью приведенных выше или иных ТМ показателей, еще недостаточна для уверенных, объективных и однозначных генетических заключений. И лишь глубокий анализ ТМ данных, проведение сравнительных ТМ исследований, комплексирование ТМ методов с другими геологическими методами исследования (литологическими, геохимическими, палеонтологическими и др.) могут открыть в конкретном случае истинный генетический смысл; действительные причины возникновения наблюдаемой степени зрелости ТМА осадочных толщ.

Резюмируя изложенное выше, можно сформулировать следующий *основной закон терригенной минералогии:* поведение терригенных минералов в ходе осадочного процесса определяется их гидроаэродинамической, химической и физико-механической устойчивостью и условиями протекания осадочного процесса.

Завершая на этом рассмотрение внешних (гл. III) и внутренних (гл. IV) факторов формирования и эволюции ТМА осадочных толщ, необходимо подчеркнуть, что их выявление и изучение важны не сами по себе, а главным образом с целью оценки их роли в формировании и эволюции каждой ТМА и учета этой роли при решении различных геологических вопросов по терригенным минералам. Ибо, как заметил Дж. Гриффитс [4], совершенно очевидно, что, пока не будут должным образом учитываться различные факторы, получаемая петрографическая и петрологическая информация в лучшем случае окажется путаной, а в худшем — совершенно дезориентирующей.

Глава V
ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРРИГЕННЫХ МИНЕРАЛОВ

Предварительные замечания

В данной главе нас будут интересовать не любые признаки ТМ, а те их признаки, которые определяют основные особенности поведения минералов в ходе осадочного процесса и учет которых необходим при решении палеогеографических, корреляционно-стратиграфических и других геологических вопросов по терригенным минералам с помощью ТМ методов. Соответствующие свойства ТМ выше были названы седименто- и литогеническими. К числу этих свойств относятся химическая, физико-механическая и гидроаэродинамическая устойчивость и миграционная способность ТМ. Именно эти свойства ТМ непосредственно определяют сохранение или уничтожение ТМ в тех или иных условиях, их рассеяние или концентрацию, перемещение (миграцию) или же осаждение и фиксацию в осадке. К сожалению, имеющиеся сведения по этим вопросам неполны, нередко недостаточно определенны, не вполне обоснованы и противоречивы *. Сказанное в значительной мере относится даже к наиболее распространенным и важным ТМ, таким, например, как полевые шпаты, мусковит, биотит, ильменит, магнетит, гранаты, золото, алмаз и др. В еще большей мере это относится к более редким ТМ: многие из них остаются слабо изученными в отношении их седименто- и литогенических свойств и особенностей их поведения в ходе осадочного процесса. Необходимо отметить, кроме того, что особенности каждого ТМ, в том числе его седименто- и литогенические свойства, могут варьировать нередко в широких пределах. Все это усложняет задачу характеристики (и классификации) ТМ и приводит к тому, что некоторые приведенные ниже сведения носят предположительный характер.

В частности, не имеют удовлетворительного количественного выражения сведения о химической устойчивости ТМ. При их характеристике автор использовал общий подход и условную шкалу химической устойчивости минералов, по А. Кайе и Ж. Трикару [23], сведения по составу разных зон кор выветривания, результаты проведенных различными авторами экспериментов

---

* Расхождения (иногда весьма значительные) характеристик ТМ, оценки их свойств наблюдаются не только у различных авторов, но иногда и в высказываниях одного и того же автора, в том числе приведенных в одной работе. Одними из наиболее показательных примеров этого являются приведенные в работах Г. Б. Мильнера характеристики устойчивости биотита, гематита, гранатов, диопсида, энстатита и других ТМ. Все это является практически неизбежным следствием (и одновременно — свидетельством) недостаточной изученности седименто- и литогенических свойств ТМ и недостаточной разработанности критериев их оценки.

определения относительной химической устойчивости минералов в разнообразных условиях, имеющиеся экспериментальные и расчетные данные о растворимости веществ и другие материалы. Тем не менее, несмотря на многочисленность использованных данных, нельзя не отметить весьма приблизительный характер приведенных ниже оценок химической устойчивости и миграционной способности (МС) многих ТМ в связи с отсутствием или непредставительностью имеющихся данных по их химической устойчивости, с различиями химической устойчивости (как абсолютной, так и относительной) одних и тех же минералов в разнообразных и даже в одинаковых условиях — в связи с колебаниями состава, упорядоченности структуры и других особенностей минеральных видов. На величину МС терригенных минералов большое влияние оказывают колебания в значениях и других характеристик ТМ, прежде всего их плотности и твердости.

Для целей терригенной минералогии важны также данные о возможных породах источников сноса, петрофондовой принадлежности или кратко петрофонде (ПФ) каждого ТМ. Соответствующие материалы (нередко не вполне обоснованные и противоречивые) приведены во многих работах.

Необходимо заметить, что геологические условия образования большинства минералов весьма разнообразны. И это, естественно, нельзя упускать из виду при осуществлении петрофондовых реконструкций (поисках источников сноса) по терригенным минералам.

Однако, как показывают многочисленные данные и результаты специальных количественных исследований обобщающего характера (В. В. Ляхович и др.), продуцирующие возможности различных типов и классов исходных пород в отношении каждого из терригенных минералов далеко не одинаковы. Поэтому при характеристике петрофондовой принадлежности каждого минерала ниже отмечаются прежде всего те геологические образования, с которыми связаны основное количество и наиболее значительные скопления данного минерала, т. е. породы, которые поставляют наибольшее количество данного минерала в область осадконакопления. При этом основное внимание уделяется характеристике первичной петрофондовой принадлежности минералов, указанию первичных их источников. Во многих случаях непосредственными источниками тех или иных ТМ, как известно, могут быть так называемые вторичные или промежуточные коллекторы, т. е. более древние осадочные породы, в которых первично-магматогенные или иные минералы оказались в результате более ранних, предшествующих циклов осадконакопления.

В терригенной минералогии для решения различных геологических задач по ТМ существенное значение нередко имеют не столько абсолютные величины характеристик, сколько относительные — в сравнении с величиной характеристик других

ТМ. В связи с этим ниже большое внимание во многих случаях уделено сравнительно минералогическому аспекту.

Продолжение и расширение исследований ТМ, пополнение, детализация и уточнение имеющихся сведений о свойствах и особенностях поведения каждого из них в различных условиях седименто- и литогенеза — весьма актуальная задача терригенной минералогии. Особенно важно получить данные количественной оценки химической устойчивости и миграционной способности максимально широкого круга ТМ для различных условий протекания осадочного процесса, а также теоретическое объяснение (на структурно-кристаллохимическом уровне) основных седименто- и литогенических свойств ТМ, что, в свою очередь, содействовало бы существенному прогрессу в получении новых фактических данных по характеристике ТМ, уточнении известных данных, объяснении и снятии существующих противоречий в оценках свойств многих минералов. Однако и накопленные к настоящему времени фактические данные в этой области при всей их неполноте и противоречивости позволяют уже сейчас вполне определенным образом охарактеризовать большинство относительно распространенных ТМ в отношении их седименто- и литогенических свойств. Наиболее значительные из предшествующих обобщающих работ в этой области принадлежат Г. Б. Мильнеру, А. Г. Коссовской, А. А. Кухаренко, А. Кайе и Ж. Трикару. Основная особенность приводимой ниже характеристики ТМ — количественное или приближенно-количественное выражение свойств каждого ТМ с использованием введенных автором и некоторых других показателей и шкал. При этом автор сознает то, что многие из приведенных оценок носят предположительный характер и, безусловно, нуждаются в дополнительном обосновании и уточнении.

Ниже приводится краткая характеристика основных седименто- и литогенических свойств относительно распространенных, а также менее распространенных, но промышленно важных ТМ и их групп. Все минералы перечислены в порядке русского алфавита. Сведения о минералах приведены в следующей последовательности.

1. Название и обозначение (символ) минерала.
2. Химическая формула.
3. Плотность — Пл. (δ, г/см^3).
4. Гидроаэродинамическая устойчивость — Г. д. уст.; балл гидроаэродинамической устойчивости (B_{hd}).
5. Химическая устойчивость — Хим. уст. Величина химической устойчивости (S_{ch}) по шкале А. Кайе и Ж. Трикара [23] (в условных единицах). Баллы химической устойчивости — общий (B_{ch}) или раздельно для условий поверхностного выветривания ($B_{ch(w)}$) и постседиментационного внутрислойного растворения ($B_{ch(is)}$).
6. Твердость по шкале Мооса — Тв. (H).
7. Микротвердость — Микротв. (h, $h_{ср}$, кгс/мм^2). (Значения микротвердости минералов даны, по С. И. Лебедевой, если нет иных ссылок).

8. Физико-механическая устойчивость — Ф.-м. уст.; балл физико-механической устойчивости (B_{ph}) *.

9. Миграционная способность — МС; коэффициент МС (K_{1mp}) (в условных единицах), определяемый по формуле (1); балл МС (B_{mp}), определяемый по формуле (3), а также балл МС (B_{1mp}), определяемый по формуле (4) (для минералов с $\delta \geqslant 7$).

10. Петрофондовая принадлежность — Пф; показатель (тип) преимущественной петрофондовой принадлежности (*a*, *b*, *m*, *s*).

11. Прочие сведения или замечания (при характеристике большинства ТМ данный пункт опущен).

Характеристика минералов

Авгит — *Aug* $Ca(Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al, Ti)[(Si, Al)_2O_6]$.

Пл. 3,2—3,6 (обычно 3,35—3,45).

Г. д. уст. низкая, отчасти средняя. $B_{hd}=3—5$ (обычно 4).

Хим. уст. низкая. $S_{ch}=60$. $B_{ch}=3$. По вычисленному П. Райхе среднему значению индекса выветриваемости авгит химически наиболее устойчив из пироксенов, существенно более устойчив, чем диопсид и энстатит, и приближается по устойчивости к амфиболам.

Тв. 5—6,5 (обычно около 6).

Ф.-м. уст. средняя. $B_{ph}\approx 7$. Ф. Фризе указывает для свежего (не затронутого выветриванием) авгита очень высокое значение физико-механической устойчивости, равное 420 (в принятых им условных единицах), значительно более высокое, чем для диопсида (160), кварца (245), циркона (265), альмандина (375) и даже топаза (390). Столь высокое значение величины ф.-м. уст. авгита (повторенное после Ф. Фризе [24]) весьма сомнительно. По Г. Тилю, по ф.-м. уст. авгит уступает не только кварцу, циркону, гранату, но и апатиту, гиперстену, роговой обманке, эпидоту и ряду других ТМ.

МС средняя. $B_{mp}=10{,}5$.

ПФ — *b* (базиты).

Аксинит — *Ax* $Ca_2(Mn, Fe)\ Al_2[SiO_4]_3[BO_3](OH)$.

Пл. около 3,3 (3,2—3,35).

Г. д. уст. низкая. $B_{hd}=3$.

Хим. уст. низкая. $S_{ch}\approx 110$. $B_{ch}\approx 4$ (или, возможно, несколько выше).

Тв. 6,5—7. Микротв. 1008—1075; $h=1045$. По более новым данным С. И. Лебедевой [5], $h=934\div1075$; $h_{cp}=994$.

Ф.-м. уст. промежуточная между средней и высокой. $B_{ph}=8—9$.

МС средняя. $K_{1mp}\approx 33{,}1$. $B_{mp}\approx 18{,}5$ или несколько более (до 20,8).

ПФ — *m*, *a* (пневматолито-гидротермальные образования, альбититы, скарны, пегматиты).

* В тех случаях, когда между имеющимися сведениями о величине микротвердости минералов и их твердости по шкале Мооса существует несоответствие, предпочтение при оценке физико-механической устойчивости минералов ниже всегда отдается данным по микротвердости.

А к т и н о л и т — *Ac* $Ca_2(Mg, Fe)_5[Si_4O_{11}]_2 (OH, F)_2$.

Пл. около 3,2 (3,0—3,3, иногда 2,9—3,45).

Г. д. уст. низкая. $B_{hd}=3$ (2—3).

Хим. уст. низкая. $S_{ch}=40$. $B_{ch}=2$. По А. Кайе и Ж. Трикару [23], Ю. П. Казанскому и др., актинолит по химической устойчивости существенно уступает тремолиту.

Тв. 5—6 (5,5—6).

Ф.-м. уст. средняя. $B_{ph}\approx 7$.

МС низкая. $B_{mp}=8.1$.

ПФ — *m* (метаморфические породы, главным образом, сланцы, скарны и др.).

А л л а н и т (ортит) — *Aln* $(Ca, TR)_2(Al, Fe)_3[SiO_4][Si_2O_7]\times O(OH)$.

Пл. 3,2—4,2, по некоторым данным, 2,8—4,2 (обычно 3,7—4,2, у неизмененных разностей $\delta\approx 4{,}15$—4,2). Существенное снижение плотности характерно для метамиктных разностей.

Г. д. уст. — от высокой до низкой обычно средняя. $B_{hd}=3\div8$ (чаще 7).

Хим. уст. средняя или низкая, близкая к устойчивости апатита в условиях поверхностного выветривания или несколько выше ее. $S_{ch}\approx 150$ (150—200). $B_{ch}\approx 5$ (4—5). Согласно оценкам Х. Ван дер Марела, по химической устойчивости при процессах выветривания алланит занимает высокое место в ряду убывающей относительной устойчивости ТМ — выше всех полевых шпатов (включая альбит, микроклин, ортоклаз и др.), граната, мусковита (который помещен в этом ряду Ван дер Марелом между гранатом и олигоклазом), эпидота (помещен между битовнитом и анортитом) и ряда других химически еще менее устойчивых ТМ (амфиболов, авгита, биотита и др.). Е. Клаус, В. В. Ляхович, Е. К. Подпорина и К. Н. Данилова и другие исследователи указывают, однако, на низкую химическую устойчивость алланита (ортита) в условиях поверхностного выветривания.

Тв. 5—6,5. Микротв. 570—977. По более ранним данным С. И. Лебедевой, $h=555\div977$; по другим данным, 555—1077. Микротв. метамиктного и гидратированного алланита 103—412.

Ф.-м. уст. средняя. $B_{ph}\approx 8$ (7—8), у измененных разностей — существенно ниже, на что еще в 1927 г. указывал В. И. Вернадский, — $B_{ph}=4$—6.

МС низкая, отчасти средняя (?). $K_{1mp}\approx 30$ (25—32). $B_{mp}\approx 15{,}1$. МС измененных разностей алланита низкая, отчасти — весьма низкая. $K_{1mp}\approx 12$ (9—18). $B_{mp}\approx 9{,}2$ или несколько более.

ПФ — *a* (кислые и щелочные породы, пегматиты, грейзены, гидротермальные жилы), *m* (скарны, сланцы).

А л м а з — *D. C.*

Пл. около 3,5.

Г. д. уст., исходя из значений плотности, средняя ($B_{hd}=5$). В некоторых случаях такая оценка гидроаэродинамической ус-

тойчивости алмаза находит подтверждение в устойчивых положительных корреляционных связях этого минерала с близкими к нему по плотности ставролитом, кианитом, гранатами (пиропом, альмандино-пиропом). Однако, по-видимому, из-за специфики поверхностных свойств алмаз в ряде случаев обнаруживает значительную общность поведения (фиксируемую сильными положительными корреляционными связями) не с близкими к нему по плотности, а с обладающими высокой плотностью минералами и соответственно высокой гидроаэродинамической устойчивостью: цирконом, ильменитом, хромшпинелидами.

Хим. уст. весьма высокая. $S_{ch}=550$. $B_{ch}=13$ (12—13).

Тв. 10. Микротв. до 10060 (максимальная для минералов). С учетом данных, полученных разными авторами в результате применения различных методик измерения, на приборах с использованием разнообразных типов инденторов, при различных нагрузках, для различных образцов и для различных их граней, микротвердость алмаза находится в пределах 3900—10060 кгс/мм^2.

Ф.-м. уст. весьма высокая. $B_{ph}=14$.

МС весьма высокая. K_{1mp} — до 1580,9 (максимальный для минералов). $B_{mp}=81,3$.

Существуют исключительно противоречивые оценки гидроаэродинамической устойчивости и миграционной способности алмаза — от представлений об «удивительной, пока еще трудно объяснимой плавучести» (С. И. Рыбалко) и транспортировке его на сотни и даже тысячи километров от коренных источников (Д. Сатерленд и др.) до утверждений об исключительно высокой гидроаэродинамической устойчивости алмаза, о его практической неперемещаемости, немиграционной способности и соответственно о накоплении алмазов лишь в непосредственной близости от их коренных источников (Б. Н. Соколов). В стремлении объяснить аномальные и различные оценки гидроаэродинамической устойчивости и миграционной способности алмаза авторы основываются обычно на одних и тех же специфических поверхностных свойствах алмаза, прежде всего его несмачиваемости. Подобные оценки гидроаэродинамической устойчивости и миграционной способности алмаза в настоящее время нуждаются не столько в объяснении, сколько в обосновании, проверке на конкретных моделях и природных объектах, доказательстве их справедливости и всеобщности, выполнимости, выдержанности во всех случаях. Впрочем, Б. Н. Соколов неоднократно высказывает мнение об «инертности к переносу», «крайне слабой подвижности» отнюдь не только несмачиваемого алмаза, но и циркона, пиропа, пикроильменита, хромдиопсида, лейкоксена и других минералов тяжелой фракции, причем как крупных их зерен, так и весьма мелких ($<$0,25 мм), что находится в противоречии с результатами многих природных наблюдений и экспериментов.

ПФ — *b*, *m* (кимберлиты, эклогиты и др.).

Альмандин — *A* $Fe_3Al_2[SiO_4]_3$.

Пл. около 4,1—4,3 (иногда 3,7—4,4).

Г. д. уст. высокая. $B_{hd}=8$ (7—8).

Хим. уст. в условиях поверхностного химического выветривания средняя ($B_{ch(w)}=7$), в условиях катагенеза — высокая ($B_{ch(is)}=10$). По А. Кайе и Ж. Трикару, $S_{ch}(G)=310$. По Ю. П. Казанскому, при формировании гидрослюдисто-каолинитовой коры выветривания альмандин химически устойчивее ортоклаза, кислых плагиоклазов, мусковита, титанита и других и близок в данном отношении к микроклину. По результатам экспериментов Е. Никкеля, при 0,2—5,6 pH, соответствующих кислым условиям поверхностного выветривания, альмандин обнаруживает существенно более низкую химическую устойчивость и уступает в данном отношении альбиту, эпидоту и роговой обманке. Для условий катагенеза $S_{ch(is)}(A)\approx 400$—450.

Тв. 6,5—7,5 (обычно 7—7,5). Микротв. 1228—1290. $h_{cp}=1250$.

Ф.-м. уст. высокая. $B_{ph}\simeq 9$.

МС высокая. $K_{1mp}\approx 90,1$—94,5. $B_{mp}=22,3$—23,8. В условиях отсутствия глубокого и продолжительного химического выветривания альмандин обнаруживает значительно большую миграционную способность, близкую по величине к МС наиболее миграционноспособных ТМ.

ПФ — *m*, *a*.

Анатаз — *At* TiO_2.

Пл. около 3,9 (3,75—4,0), по некоторым данным, 3,7—4,2.

Г. д. уст. средняя. $B_{hd}=7$.

Хим. уст. весьма высокая. $S_{ch}=550$. $B_{ch}=12$. По Ю. П. Казанскому, в кислых условиях поверхностного выветривания анатаз по химической устойчивости уступает циркону, рутилу, турмалину, кварцу, графиту. По Ф. Синдовскому, анатаз — сравнительно трудно выветриваемый минерал, но уступает по химической устойчивости в условиях выветривания не только перечисленным минералам, но и андалузиту, кианиту, ставролиту, силлиманиту, дюмортьериту и корунду. По оценкам этого исследователя, в условиях выветривания анатаз обладает лишь средней химической устойчивостью, принадлежит к IV группе (из выделяемых семи групп) устойчивости минералов и сходен в данном отношении с титанитом. Такая оценка величины химической устойчивости анатаза является заниженной и противоречит многим геологическим фактам и взглядам большинства геологов.

Тв. 6 (5—6).

Ф.-м. уст. средняя. $B_{ph}=8$.

МС весьма высокая. $B_{mp}=36,2$.

ПФ — *a*, *m*, *s*.

Часто является аутигенным, особенно в породах, прошедших поздние градации мезокатагенеза.

Андалузит — *Ad* $Al_2[SiO_4]O$.

Пл. 3,1—3,2 (иногда 2,9—3,3)

Г. д. уст. низкая. $B_{hd}=3$.

Хим. уст. средняя или высокая. По А. Кайе и Ж. Трикару, $S_{ch}=220$. Эта оценка, с учетом принимаемых значений S_{ch} для других ТМ, по-видимому, заниженная. Более точным представляется значение $S_{ch}=250—300$. $B_{ch}=7$ или 8 (6—8). Данные различных авторов по хим. уст. андалузита исключительно противоречивы. По Ю. П. Казанскому, в условиях поверхностного выветривания каолинового типа андалузит химически устойчивее мусковита, титанита, ортоклаза, эпидота и многих других ТМ. Аналогичные данные по химической устойчивости андалузита, в сравнении с устойчивостью ТМ, получены экспериментально С. Бустамантом. Примерно так же оценивает химическую устойчивость андалузита к процессам выветривания Ф. Синдовский. Он считает андалузит трудно выветриваемым минералом (V группа из выделяемых им семи групп). Как и другие авторы, Ф. Синдовский считает андалузит химически менее устойчивым, чем кианит, ставролит и силлиманит, и более устойчивым, чем титанит, эпидот, цоизит, гранат и др. По данным В.-Д. Гримма, химическая устойчивость андалузита к процессам выветривания близка к устойчивости кианита и выше устойчивости не только граната, эпидота, цоизита и др., но и ставролита. В условиях постседиментационного внутрислойного растворения андалузит, по данным Ф. Петтиджона и др., обладает низкой химической устойчивостью, существенно более низкой, чем в условиях поверхностного выветривания и близкой к устойчивости амфиболов и пироксенов.

Тв. 6,5—7,5, обычно 6,5—7.

Ф.-м, уст. высокая или средняя. $B_{ph}=9$. Имеющиеся данные по ф.-м. уст. также весьма противоречивы.

МС высокая или весьма высокая. $B_{mp}=31{,}2\div41{,}6$ (36,4).

ПФ — *m*, изредка *a* (пегматиты и др.).

Апатит — *Ap* $Ca_5[PO_4]_3$ (F, Cl, OH).

Пл. 3,0—3,25, наиболее часто 3,15—3,20. Иногда указываются более высокие значения плотности апатита, достигающие 3,4.

Г. д. уст. низкая. $B_{hd}=3$ (2—4).

Хим. уст. существенно различна в условиях поверхностного химического выветривания и постседиментационного внутрислойного растворения. По А. Кайе и Ж. Трикару [23], $S_{ch}(Ap)=220$, что, по принятой выше шкале (см. табл. 40), соответствует средней химической устойчивости ($B_{ch}=6$). Для условий поверхностного химического выветривания такая оценка химической устойчивости апатита представляется несколько завышенной, для условий постседиментационного внутрислойного растворения — заниженной. Согласно имеющимся фактическим (в том числе экспериментальным) данным, по крайней мере, в некоторых условиях поверхностного выветривания устой-

чивость апатита низкая. По результатам экспериментов Е. Никкеля [29], в интервале значений pH растворов от 0,2 до 5,6 апатит является химически наименее устойчивым из изученных Е. Никкелем 12 минералов и уступает альмандину, альбиту, эпидоту, роговой обманке. Близкие экспериментальные данные получены и С. Бустамантом. Согласно этим данным, апатит химически весьма малоустойчивый минерал и уступает по химической устойчивости не только перечисленным (и более устойчивым, чем они) минералам, но и авгиту, титанавгиту, энстатиту. По данным Ф. Шеффера, в серо-бурых подзолистых толщах апатит по химической устойчивости выше кальцита и уступает биотиту, пироксенам, амфиболам, хлориту, эпидоту, плагиоклазам, калиевым полевым шпатам и другим минералам. Аналогичные данные по химической устойчивости апатита в условиях поверхностного выветривания получены ранее К. Гравенором. Еще ранее подобные взгляды были высказаны, в частности, Ф. Синдовским, согласно которому апатит является химически неустойчивым, очень легко выветриваемым минералом, менее устойчивым, чем авгит, амфиболы, гранат, эпидот, цоизит и другие распространенные ТМ, сходен по химической устойчивости с оливином и глауконитом и принадлежит вместе с ними к I, самой низкой из выделяемых Ф. Синдовским, группе минералов по их устойчивости к выветриванию. Аналогичные данные получены и Е. Грэхемом. В условиях поверхностного выветривания апатит по химической устойчивости попадает в одну группу с оливином, анортитом и битовнитом и уступает лабрадору, андезину, биотиту, авгиту, роговой обманке, гранату, эпидоту и другим ТМ. Существенно иначе оценивает химическую устойчивость апатита в условиях выветривания В.-Д. Гримм. Согласно его оценке, химическая устойчивость апатита является низкой, но все же более высокой, чем устойчивость оливина, авгита, роговой обманки, и близкой к устойчивости граната. Превышение химической устойчивости апатита над устойчивостью основных плагиоклазов и пироксенов подтверждается накоплением апатита в корах выветривания, развитых по габброидам и некоторым другим породам. По результатам проведенного М. И. Конса и Х. А. Вийдингом изучения кор выветривания гнейсов и амфиболитов южного склона Балтийского щита, апатит химически устойчивее магнетита, основных плагиоклазов, пироксенов и амфиболов. Можно принять, что $S_{ch(w)}(Ap) \approx 100—160$; $B_{ch(w)}(Ap) = 4$ (3—5), что соответствует низкой или отчасти средней химической устойчивости, а $S_{ch(is)}(Ap) \approx 350$; $B_{ch(is)}(Ap) = 9$ (8—9), что соответствует высокой химической устойчивости. По данным Ф. Лафнена [26], химически наиболее устойчив фторапатит, наименее — гидроксилапатит.

Тв. 5. Микротв. 514—555, $h_{cp} = 530$. По М. М. Хрущову, $h_{cp}(Ap) = 536$ кгс/мм^2. По результатам определений, выполненных различными исследователями, средняя величина микро-

твердости апатита находится в пределах 525—660 кгс/мм^2 (обычно около 530—560).

Ф.-м. уст. средняя $B_{ph}=7$.

МС низкая или средняя (?). $K_{1mp}=36,4$ (если $S_{ch(w)}=220$). Более правильными представляются, однако, значения $K_{1mp}\approx$ $\approx 16,6—26,6$. $B_{mp}\approx 16,2$.

ПФ — главным образом *a* (кислые и щелочные магматические породы); может быть акцессорным и в иных магматических породах (*b*), в некоторых метаморфических породах (*m*), а также аутигенно-осадочным (*s*).

Арфведсонит — *Af* $Na_3(Mg, Fe^{2+})_4(Al,Fe^{3+})[Si_4O_{11}]_2(OH, F)_2$.

Пл. около 3,45 (3,3—3,5).

Г. д. уст. низкая. $B_{hd}=4$.

Хим. уст. низкая. По А. А. Кухаренко, химическая устойчивость щелочных амфиболов в условиях поверхностного выветривания близка к устойчивости ромбических пироксенов (немногим выше ее), но уступает устойчивости авгита, биотита, роговой обманки. С учетом этих и других данных можно принять, что $S_{ch}(Af)\approx 40$. $B_{ch}=2$.

Тв. 5,5—6. Микротв. 708—797; $h_{ch}=749$.

Ф.-м. уст. средняя. $B_{ph}=7—8$.

МС весьма низкая или низкая (?). $K_{1mp}\approx 8,7$. $B_{mp}=7—8$.

ПФ — *a* (щелочные породы).

Близкими седименто- и литогеническими свойствами обладает рибекит.

Бадделеит — *Bd* ZrO_2.

Пл. 5,4—6,2 (чаще — около 5,8—6,0, по некоторым данным, 5,7—5,85).

Г. д. уст. весьма высокая, частично — высокая. $B_{hd}=11$ (10—11).

Хим. уст. весьма высокая. $S_{ch}\approx 500$. $B_{ch}=11$ (11—12).

Тв. 6,5—7 (6—7). Микротв. бадделеита из сарматских отложений Приднепровья, по С. Н. Цымбалу и Ю. А. Полканову, составила 1470 кгс/мм^2, что существенно выше значения *h*, которое можно было бы ожидать исходя из величины *H*.

Ф.-м. уст. высокая или средняя. $B_{ph}\approx 9$ (8—10?).

МС высокая. K_{1mp} до 120(?). $B_{mp}\approx 30$.

ПФ — *a* (главным образом, щелочные магматические породы и связанные с ними карбонатиты и камафориты).

Барит — *Bt* $Ba[SO_4]$.

Пл. 4,2—4,5, обычно около 4,4—4,5; по некоторым данным, иногда до 4,7.

Г. д. уст. высокая. $B_{hd}=8$ (иногда 9).

Хим. уст. считается высокой. По А. Кайе и Ж. Трикару, $S_{ch}=360$ ($B_{ch}=9$), что значительно выше приведенных этими исследователями оценок химической устойчивости кианита, ставролита, андалузита, ильменита и многих других ТМ. Подобная оценка химической устойчивости барита представляется суще-

ственно завышенной. По мнению автора, хим. уст. барита является средней или высокой, но не столь высокой, как полагают А. Кайе и Ж. Трикар. $S_{ch}(Bt) \approx 250$ (200—350). $B_{ch}=6$—8, причем обычно значение $B_{ch}=6$ более точно соответствует химической устойчивости барита, чем $B_{ch}=8$. По шкале растворимости минералов, предложенной А. С. Поваренных, барит занимает низкое место — в одной группе с пирротином, антимонитом и другими и ниже пирита, сфалерита, галенита и др.

Тв. 3—3,5 (по некоторым данным, 2,5—3,5). Микротв. 127—232; $h_{1ср}=132$; $h_{2ср}=217$ ($h_{ср}=174{,}5$). Близкие значения получены И. А. Пудовкиной и др.: 169—221; $h_{ср}=195$.

Ф.-м. уст. низкая. $B_{ph}=5$ (4—5).

МС низкая. С учетом принимаемого А. Кайе и Ж. Трикаром значения $S_{ch}(Bt)=360$, $K_{1mp}=17{,}8$, но если принять, что $S_{ch}(Bt)=250$, то $K_{1mp}=9{,}9$. $B_{mp}=10{,}6$ (при $B_{ch}=6$) и 15,9 (при $B_{ch}=9$).

ПФ — связан с размывом более древних осадочных толщ, содержащих аутигенный барит (*s*), и гидротермальных жил (*a*).

Бастнезит — *Bst* (Ce, Za) $[CO_3]F$.

Пл. около 4,9—5,0 (до 5,2).

Г. д. уст. высокая. $B_{hd}=9$—10.

Хим. уст. весьма низкая. $S_{ch}<10$. $B_{ch}=1$.

Тв. 4—4,5.

Ф.-м. уст. промежуточная между средней и низкой. $B_{ph}=$ $=5$—6.

МС весьма низкая. $B_{mp} \approx 1{,}6$—2,0.

ПФ — *a* (особенно щелочные породы и связанные с ними карбонатиты).

Берилл — *Bl* $Al_2[Be_3(Si_6O_{18})]$.

Пл. около 2,8 (2,6—2,9).

Г. д. уст. весьма низкая, отчасти — низкая. $B_{hd}=1$ (1—2).

Хим. уст., по-видимому, средняя, близкая к низкой. Весьма ориентировочно можно принять, что $S_{ch} \approx 200$ или несколько менее. Соответственно $B_{ch} \approx 5$—6 или менее. Высказывается мнение (И. А. Преображенский и др.) о существенно меньшей, весьма невысокой химической устойчивости берилла. В Словаре по геологии россыпей [14] берилл (слабощелочные разности) отнесен к числу наиболее устойчивых в зоне гипергенеза россыпных минералов (наряду с такими химически высокоустойчивыми минералами, как алмаз, кварц, корунд, циркон, бадделеит и касситерит).

Тв. 7,5—8. Микротв. 1144—1488; $h_{ср}=1222$—1410 (1316). Как установила С. И. Лебедева, в полупрозрачных зонах кристаллов берилла микротвердость снижается до 1080 кгс/мм^2, в непрозрачных — до 933 кгс/мм^2.

Ф.-м. уст. высокая. $B_{ph}=10$ (9—10).

МС, как можно ожидать из приведенных значений показателей устойчивости, высокая. $K_{1mp} \approx 94{,}0$. $B_{mp} \approx 50$ (это значение близко к максимальному для берилла).

ПФ — *а* (гранитоиды и связанные с ними образования — пегматиты, грейзены и др.), иногда *т* (контактово- и регионально-метаморфические породы).

Биотит — *В* $K(Mg, Fe^{2+})_3[AlSi_3O_{10}](OH, F)_2$.

Пл. в основном 3,0—3,1, иногда 2,8—3,15 и даже 2,7—3,4.

Г. д. уст. низкая и весьма низкая (из-за листоватой, пластинчатой формы зерен). $B_{hd}=2$ (1—2).

Хим. уст. низкая, возможно, близкая к средней. $S_{ch}=160$. $B_{ch}=4,5$, причем первое из этих значений более точно отражает химическую устойчивость биотита, чем второе. По Ю. П. Казанскому, при формировании гидрослюдисто-каолинитовой коры выветривания биотит — один из наименее устойчивых минералов и начинает разрушаться в самой нижней зоне (зоне дезинтеграции), где еще сохраняются сульфиды железа, глауконит, пироксены и другие минералы, хотя предположительно он может частично переходить и в более высокую зону выветривания (нижнюю часть гидрослюдисто-каолинитовой зоны). По Х. Вильямсу и др., биотит несколько устойчивее, чем роговая обманка (что соответствует положению биотита в ряду устойчивости минералов, по С. Голдичу), но менее устойчив, чем олигоклаз—андезин. По некоторым данным, в том числе экспериментальным (В. Келлер и др.), биотит по химической устойчивости выпадает из известного ряда С. Голдича, поскольку в некоторых условиях поверхностного выветривания он менее устойчив, чем андезин, лабрадор, амфиболы, пироксены и даже оливин. Ф. Шеффер также указывает, что в серо-бурых подзолистых толщах биотит уступает по химической устойчивости пироксенам, хлоритам, амфиболам, плагиоклазам, калиевым полевым шпатам и др. По данным Х. Ван дер Марела, биотит по химической устойчивости в условиях выветривания и почвообразующих процессов уступает всем плагиоклазам, включая основные, и амфиболам; занимает промежуточное положение между авгитом и гиперстеном. А. А. Кухаренко также считает биотит химически менее устойчивым в условиях поверхностного выветривания, чем роговая обманка и основные плагиоклазы. В построенных им рядах относительной устойчивости минералов при химическом выветривании биотит в одном случае занимает положение между авгитом и роговой обманкой, а в другом — между железисто-глиноземистыми амфиболами и актинолитом, но все же ниже основных плагиоклазов. А. Г. Коссовская считает биотит одним из химически наименее устойчивых ТМ в условиях поверхностного выветривания и постседиментационного внутрислойного растворения. Весьма многочисленны и другие оценки, указывающие на сравнительно низкую химическую устойчивость биотита (У. Бассетт, Дж. Бойль, М. Вильсон, М. Джексон, Ф. Лафнен, Н. В. Логвиненко, П. Райхе и др.). Ф. Петтиджон высказывает другое мнение: в условиях внутрислойного растворения биотит является химически высокоустойчивым минералом, даже более устойчивым, чем кианит и став-

ролит, и промежуточным по устойчивости между гранатом и апатитом. Столь высокая оценка химической устойчивости биотита в условиях постседиментационного внутрислойного растворения представляется, однако, сильно завышенной. Согласно расчетным данным П. Райхе и Ф. Лафнена [26], биотит по химической устойчивости в условиях выветривания существенно превосходит амфиболы и пироксены, но значительно уступает полевым шпатам, мусковиту и др. Химическая устойчивость биотита близка по величине к устойчивости эпидота (см. табл. 29). С учетом изложенных и других фактических данных можно полагать, что указанная А. Кайе и Ж. Трикаром [23] для биотита величина химической устойчивости в условиях выветривания $S_{ch}=160$ является несколько завышенной и что, с учетом значений S_{ch} других ТМ, $S_{ch}(B)\approx 50—100$. Соответственно $B_{ch}(B)\approx$ ≈ 3.

Тв. 2—3 (обычно 2,5—3). Микротв. около 60 кгс/мм^2.

Ф.-м. уст. низкая $B_{ph}=3$ (2—3).

МС весьма низкая, отчасти — низкая (?). $K_{1mp}=2,0—3,2$. $B_{mp}\approx 6,4$ (до 10,6?) или несколько менее, около 4,3.

ПФ — *а, т.*

Брукит — *Bk* TiO_2

Пл. 3,8—4,2 (обычно 3,9—4,0; по другим данным, более распространен брукит с $\delta=4,1\div4,2$). Г. д. уст. промежуточная между средней и высокой $B_{hd}=7$ (7—8).

Хим. уст. весьма высокая. $S_{ch}=530$. $B_{ch}=12$. Имеются, однако, данные (Б. Пигорини, Ф. Веньяле и др.) о существенно более низкой химической устойчивости брукита в условиях поверхностного выветривания, а отчасти и в условиях внутрислойного растворения. Ф. Синдовский считает брукит относительно трудно выветриваемым минералом и относит его (совместно с анатазом и титанитом) к средней, четвертой группе из выделяемых им семи групп устойчивости ТМ тяжелой фракции к выветриванию. Согласно оценкам Ф. Синдовского, в условиях выветривания брукит химически устойчивее эпидота, цоизита, граната, амфиболов и других, но существенно менее устойчив не только, чем циркон, рутил и турмалин, но и чем андалузит, кианит, ставролит, силлиманит, а также корунд и дюмортьерит. По экспериментальным данным С. Брустаманта, брукит (совместно с цирконом, рутилом и анатазом) является химически высокоустойчивым минералом, более устойчивым, чем турмалин, кианит, силлиманит и другие распространенные ТМ.

Устойчивость брукита в постдиагенезе изучена недостаточно. Имеются основания полагать, что в условиях протокатагенеза и значительной части или даже всего мезокатагенеза брукит обычно вполне устойчив, о чем свидетельствует, в частности, его аутигенное образование в терригенных отложениях на подстадии мезокатагенеза. Однако при более глубоком постдиагенетическом преобразовании осадочного вещества на подстадии апокатагенеза (начиная с градации АК$_1$, а возможно, и с кон-

ца мезокатагенеза) брукит оказывается неустойчивым и, по-видимому, трансформируется в анатаз.

Тв. 5—6, обычно 5,5—6. Микротв. 436—443; $h_{ср}$=440. По определениям Н. Ю. Икорниковой (1948 г.), h=532÷÷1072 кгс/мм^2 (обычно 795—910 кгс/мм^2).

Ф.-м. уст. средняя. B_{ph}=6—8. Наиболее правильным (и наиболее соответствующим величине твердости брукита по шкале Мооса), по-видимому, является промежуточное значение B_{ph}=7.

МС средняя или высокая до весьма высокой. K_{1mp}=58,3, если h=440. При более высоких значениях h K_{1mp}≈105,3—120,6 и даже несколько более. B_{mp}≈31,7 (27,2—36,2).

ПФ — *а*, в значительно меньшей мере — другие источники. В осадочных породах часто аутигенный.

Вольфрамит — *Wm* (Fe, Mn) [WO_4].

Пл. около 7,4 (6,7—7,5, обычно 7,2—7,5; для собственно вольфрамита $Fe_{0,5}$ $Mn_{0,5}$ ·[WO_4], промежуточного члена ряда гюбнерит — ферберит, δ=7,370).

Г. д. уст. весьма высокая. B_{hd}=11.

Хим. уст. средняя или высокая (?). По А. Кайе и Ж. Трикару, S_{ch}=360, что соответствует B_{ch}=9. Эти значения, по-видимому, завышены. Можно принять, что $B_{ch}(Wm)$≈7 (7—9?). Еще ниже хим. уст. вольфрамита, по А. А. Кухаренко.

Тв. около 5 (4—5,5), по некоторым данным, 4—4,5, по другим, 5—5,5. Микротв. 398—593; $h_{ср}$=455. Согласно наиболее новым данным, полученным С. И. Лебедевой [5], микротвердость вольфрамита и гюбнерита равна 232—626 кгс/мм^2, $h_{ср}$==304—465. Полученные С. И. Лебедевой [5] данные по микротвердости ферберита близки к приведенным значениям микротвердости вольфрамита и гюбнерита, отличаясь от них, главным образом, несколько меньшими пределами колебания величины микротвердости. Близкие значения микротвердости получены для вольфрамита С. Бови и К. Тейлором: 357—394; $h_{ср}$=373. Эти данные близки к значениям микротвердости, полученным С. И. Лебедевой ранее для ферберита (Fe[WO_4]): h=322—412; $h_{ср}$=402. Данные о микротвердости ферберита [5], полученные позже, несущественно отличаются от приведенных: h=300÷527; $h_{ср}$=354÷425. Более низкие значения микротвердости минералов группы вольфрамита (без разделения этих минералов на отдельные минеральные виды) указаны в сводке Дж. Крейга и Д. Вогана: h=312÷342. И совсем уже низкие значения получены для вольфрамита И. А. Пудовкиной: 107—258. Близкие значения микротвердости получены И. А. Пудовкиной и для гюбнерита (Mn[WO_4]): 199—219; $h_{ср}$=209.

Ф.-м. уст. средняя. B_{ph}=6.

МС низкая. K_{1mp}=22,1 (при S_{ch}=360) или ниже. B_{mp}=16,3 (при B_{ch}=9) или ниже — около 12,6 (при B_{ch}=7). Если определять балл миграционной способности по формуле (4) с учетом высокой плотности минерала, то, в близком соответствии с представлениями А. А. Кухаренко, получаем, что вольфрамит явля-

ется одним из наименее миграционноспособных ТМ, обладает весьма низкой МС: B_{1mp}=3,8÷4,9 (нижнее значение получено с учетом $B_{ch}(Wm)$=7, верхнее — при $B_{ch}(Wm)$=9). И. М. Озеров указывает, что удаление вольфрамита от коренного источника может достигать 5—6 км. По другим данным, максимальная дальность возможного перемещения вольфрамита от коренного источника не превышает 2,5 км [14].

ПФ — *a* (связанные с гранитоидами гидротермалиты, а также грейзены, пегматиты и др.), реже — *m* (скарны).

Галенит — *Gn* PbS.

Пл. около 7,6 (7,4—7,6).

Г. д. уст. весьма высокая. B_{hd}=11.

Хим. уст. низкая. $S_{ch}\approx$10. $B_{ch}\approx$2 (1—2).

Тв. 2—3, обычно 2—2,5. Микротв. 64—110; $h_{\text{ср}}$=87. По С. Боуи и К. Тейлору, h=71÷84; $h_{\text{ср}}$=76. По И. А. Пудовкиной, h=43—101. По Дж. Крейгу и Д. Вогану, h=59—65.

Ф.-м. уст. низкая. B_{ph}=3.

МС весьма низкая. $K_{1mp}\approx$0,1. B_{mp}=1,8—2,7. Один из наименее миграционноспособных ТМ.

ПФ — *a* (связанные с гранитоидами гидротермалиты).

Ганит — *Gnt* $ZnAl_2O_4$.

Пл. Указываемые в различных источниках значения плотности терригенного ганита варьируют в весьма широких пределах (3,6—4,9, чаще 4,0—4,6).

Г. д. уст. в основном высокая; частично, возможно, средняя. B_{hd}=9 (6 (?)—9).

Хим. уст. весьма высокая. $B_{ch}\approx$12.

Тв. 7,5—8. Микротв. 861—1233; $h_{\text{ср}}$=1047. В более поздней работе С. И. Лебедева [5] приводит практически такие же значения: 860—1253. Имеется определенное несоответствие между приводимыми значениями твердости по шкале Мооса (H) и микротвердости (h): полученные значения h существенно ниже ожидаемых (если исходить из величины H). Гораздо больше (практически точно) соответствуют величине твердости по Моосу значения микротвердости ганита, полученные Б. Янгом и А. Миллманом: h=1491÷1605.

Ф.-м. уст. высокая. B_{ph}=9.

МС весьма высокая. B_{mp}=36,0.

ПФ — *m* (контактово- и регионально-метаморфические породы), *a* (пегматиты).

Гематит — *Hm* Fe_2O_3.

Пл. около 5,3 (5,0—5,3).

Г. д. уст. высокая. B_{hd}=10.

Хим. уст. Сведения о хим, уст. гематита весьма противоречивы. По А. Кайе и Ж. Трикару, хим. уст. гематита средняя. S_{ch}=200, что соответствует B_{ch}=5—6. По одной из оценок Г. Мильнера, гематит обладает средней устойчивостью, по другой — быстрой гидратируемостью и лимонитизацией, если он не «запечатан» в непроницаемых породах. А. А. Кухаренко относит

гематит к числу химически весьма устойчивых минералов, считая его близким по устойчивости к хромшпинелидам и лимониту. Однако А. Кайе и Ж. Трикар полагают, что химическая устойчивость гематита по принятой ими условной шкале в 3 раза ниже устойчивости лимонита. С. Н. Цымбал и Ю. А. Полканов указывают на неустойчивость гематита в зоне гипергенеза. На основании этих и других данных можно принять в общем случае, что $B_{ch}(Hm) \approx 6$ (5—7?) или несколько меньше.

Тв. около 6 (5—6,5). Микротв. для крупнокристаллического гематита несколько выше, чем это можно было ожидать, исходя из его твердости по шкале Мооса: $h = 920 \div 1062$; $h_{ср} = 953 \div 1009$ (С. Бови, К. Тейлор, С. И. Лебедева). По Дж. Крейгу и Д. Вогану, $h_{ср} = 1038$. И. А. Пудовкина приводит существенно более низкие значения, хорошо согласующиеся со значениями твердости гематита по шкале Мооса: $h = 683 - 845$; $h_{ср} = 764$. Значительно меньшей является микротвердость гидрогематита по данным И. А. Пудовкиной: $h = 138$.

Ф.-М. уст. высокая, близкая к средней. $B_{ph} = 9$ (8—9). Ф.-м. уст. гидрогематита низкая. $B_{ph} = 4$.

МС средняя $K_{1mp} = 36{,}0$—38,1. $B_{mp} = 17{,}1$. По И. М. Озерову, удаление гематита от коренного источника может достигать 20 км. МС гидрогематита весьма инзкая или низкая: $K_{1mp} \approx 55$. $B_{mp} \approx 6{,}3$—8,0.

ПФ — *m* (железистые кварциты и др.), *a* (кислые и щелочные магматические породы) и др.

Герцинит — *Hc* $FeAl_2O_4$.

Пл. около 4,2 (3,9—4,4, чаще 4,1—4,3).

Г. д. уст. высокая, частично — средняя. $B_{hd} = 7$—8 (в основном 8).

Хим. уст., по-видимому, высокая (данные неполные). $S_{ch} \approx 400$. $B_{ch} \approx 9$ (9—10).

Тв. 7,5—8. Микротв. около 1500 (1478—1533), по Б. Янгу и А. Миллману.

Ф.-м. уст. высокая. $B_{ph} = 10$.

МС весьма высокая или высокая. $K_{1mp} \approx 142{,}9$. $B_{mp} = 31{,}8$.

ПФ — *b*, в меньшей степени *m*, иногда — *a*.

Гиперстен — *Hp* $(Mg, Fe)_2[Si_2O_6]$, промежуточный член ряда энстатит (*En*) $Mg_2[Si_2O_6]$ — ферросилит (*Fs*), $Fe_2[Si_2O_6]$ с содержанием *Fs* 30—50 %.

Пл. обычно около 3,4—3,5 (3,3—3,5, иногда 3,1—3,55).

Г. д. уст. низкая. $B_{hd} = 4$ (3—4).

Хим. уст. низкая. $S_{ch} = 40$. $B_{ch} = 2$.

Тв. 5,5 (5—6).

Ф.-м. уст. средняя. $B_{ph} = 7$.

МС низкая. $B_{mp} = 7$.

ПФ — *m*, *b*.

Глауконит — *Gc* $K(Fe, Al)_3[AlSi_3O_{10}](OH)_2 \cdot H_2O$.

Пл. 2,2—2,95, обычно 2,5—2,9.

Г. д. уст. весьма низкая. $B_{hd} = 1$ (1—2).

Хим. уст. низкая. $S_{ch}=10$. $B_{ch}=2$.

Тв. 2 (2—3).

Ф.-м. уст. низкая, частично — весьма низкая. $B_{ph}=3$ (2—3).

МС низкая. $B_{mp}=6$.

ПФ — *s* (осадочный). Часто аутигенный.

Глаукофан — *Gl* $Na_2Mg_3Al_2[Si_4O_{11}]_2(OH, F)_2$.

Пл., по разным данным, 2,9—3,5, обычно около 3,1 (3,0—3,15).

Г. д. уст. низкая. $B_{hd}=2\div4$, средний $B_{hd}=3$.

Хим. уст. низкая. $S_{ch}=10$, $B_{ch}=2$.

Тв. около 6 (5—6,5).

Ф.-м. уст. средняя. $B_{ph}=8$ (7—8).

МС низкая (особенно низка МС волокнистых разновидностей). $B_{mp}=9{,}25$.

ПФ — *m*.

Гранаты — *G*.

Разнообразная группа минералов, включающая (Mg, Fe, Mn) Al — гранаты-пиральспиты (пироп, альмандин, спессартин) (*Gp*) и Ca (Cr, Al, Fe) — гранаты-уграндиты (уваровит, гроссуляр, андрадит) (*Gu*) и их многочисленные разновидности (например, иногда устанавливаемые в составе ТМ титансодержащие разновидности андрадита — меланит и шорломит).

Седименто- и литогенические свойства различных гранатов существенно различны.

Пл. 3,5—4,4 (обычно 3,6—4,3). Иногда, особенно в разновидностях гроссуляра с повышенным содержанием H_2O, пл. снижается до 3,1—3,2.

Г. д. уст. обычно средняя и высокая. $B_{hd}=5$—8.

Хим. уст. одних и тех же гранатов в различных природных условиях весьма различна. Весьма различна и хим. уст. различных гранатов в одних и тех же условиях. В целом в условиях поверхностного химического выветривания гранаты обладают низкой и средней устойчивостью, в условиях постседиментационного внутрислойного растворения хим. уст. гранатов существенно выше — высокая и средняя. (Используя принятую символику, сказанное можно записать в виде краткого выражения $S_{ch(is)}(G)\gg S_{ch(w)}(G)$.) Хим. уст. пиральспитов (за исключением спессартина) в целом существенно выше, чем уграндитов ($S_{ch}(G_p)\gg S_{ch}(G_u)$), хотя иногда высказывается и противоположная точка зрения.

Тв. 6,5—7,5 (по некоторым данным, до 8). Более высокая тв. характерна для пиральспитов.

Ф.-м. уст., в основном высокая, отчасти средняя. $B_{ph}=9$ (8—9). $S_{ph}(G_p)>S_{ph}(G_u)$.

МС высокая (альмандин, пироп), средняя (уграндиты) и низкая (спессартин).

ПФ — *m*, реже *a*, еще реже *b*.

По К. Херлбату и К. Клейну, наиболее распространен из гранатов андрадит. Это утверждение ошибочно. Андрадит со

всеми разновидностями (меланит и шорломит) — сравнительно редкий гранат. Наиболее распространен из гранатов в коренных магматических и метаморфических породах питающих провинций, безусловно, альмандин. Альмандин чаще чем другие минералы из группы гранатов встречаются в осадочных образованиях (седиментитах). Важно не то, что этот минерал наиболее распространен в коренных породах, а то, что он наиболее устойчив в химическом отношении и один из наиболее устойчивых в физико-механическом.

Диопсид — *Ds* $CaMg[Si_2O_6]$.

Пл. около 3,3 (3,1—3,4).

Г. д. уст. низкая. $B_{hd}=3\div4$ (обычно ближе к 4).

Хим. уст. низкая. $S_{ch}=50$. $B_{ch}\approx3$ (2—3). Таким образом, по А. Кайе и Ж. Трикару [23], диопсид является химически несколько менее устойчивым, чем авгит. С этим согласуются и расчетные данные П. Райхе и Ф. Лафнена [26] по величинам индекса выветриваемости этих минералов (см. табл. 29). По В. П. Батурину, А. А. Кухаренко и некоторым другим авторам, диопсид химически более устойчив, чем авгит. Большинство авторов химическую устойчивость этих минералов считает одинаковой или весьма близкой.

Тв. 5—6, обычно 5,5—6.

Ф.-м. уст. средняя. $B_{ph}=7\div8$.

МС средняя, близкая к низкой. $B_{mp,\,max}\approx12$ или несколько меньше.

ПФ — *b*, *m*, иногда — *a*.

Близкими седименто- и литогеническими свойствами обладает хромдиопсид, связанный обычно с кимберлитами.

Дистен — см. кианит.

Дюмортьерит — *Dm* $Al_7[SiO_4]_3[BO_3]O_3$.

Пл. около 3,3 (3,25—3,45).

Г. д. уст. низкая. $B_{hd}=4$ (3—4).

Хим. уст. высокая. $B_{ch}\approx9$ (8—10). Ф. Синдовский, выделивший семь (I—VII) групп устойчивости ТМ к выветриванию — от очень легко выветриваемых (неустойчивых) (I группа) до невыветриваемых (устойчивых) (VII группа), отнес дюмортьерит к VI группе незначительно выветриваемых ТМ (наряду с кианитом, ставролитом, силлиманитом и корундом). По Ф. Синдовскому, дюмортьерит по химической устойчивости превосходит андалузит, анатаз, брукит, титанит и большинство других ТМ тяжелой фракции и существенно уступает в данном отношении лишь циркону, рутилу и турмалину.

Тв. 7.

Ф.-м. уст. высокая. $B_{ph}=9$.

МС высокая или весьма высокая. $B_{mp}\approx40,5$.

ПФ — *a* (пегматиты), *m*.

Золото — *Gd* Au.

Пл. наиболее часто 15,6—18,3, иногда до 19,7 (в среднем около 17).

Г. д. уст. весьма высокая. $B_{hd}=11$.

Хим. уст. весьма высокая. $S_{ch}=550$. $B_{ch}=12$ (12—13).

Тв. 2—3 (2,5—3). Микротв. 50—59, $h_{ср}=54$. Весьма сходные данные приведены Дж. Крейгом и Д. Воганом: $h=53\div58$ и С. Бови и К. Тейлором: $h=50\div52$; $h_{ср}=51$. Близкие значения микротвердости получены И. А. Пудовкиной: $h=46\div68$. На несколько более высокие значения указывает С. И. Лебедева [5]: $h=45\div90$, $h_{ср}=47\div85$.

Ф.-м. уст. весьма низкая, иногда — низкая. $B_{ph}=2$ (2—3).

МС весьма низкая или низкая (отчасти). $K_{1mp}\approx1{,}75$ (1,5—2,0 или несколько более; обычно 1,6—1,9). $B_{mp}\approx7{,}2$—10,8. $B_{1mp}\approx2{,}4$—3,6. В качестве примечания к приведенным значениям показателей гидроаэродинамической устойчивости и миграционной способности золота необходимо отметить исключительное разнообразие размеров и морфологии (степень уплощенности) золотин. Этим определяется наблюдаемый в природе и по экспериментальным определениям весьма значительный разброс величин его гидравлической крупности, когда одни золотины обладают исключительно высокой гидроаэродинамической устойчивостью, являются практически неперемещаемыми или почти неперемещаемыми по латерали, тогда как другие приближаются по своим свойствам к существенно более подвижным и миграционноспособным ТМ («плавучее золото»). Максимальное удаление терригенного золота от коренных источников составляет 8—10 км (не считая косовых концентраций) [14].

ПФ — *a* (связанные с гранитоидами гидротермалиты), а также *m* (скарны и др.).

Ильменит — *I* $FeTiO_3$.

Пл. около 4,8 (4,6—4,9, иногда до 5,2). При лейкоксенизации плотность ильменита существенно снижается.

Г. д. уст. высокая. $B_{hd}(I)=9$. $B_{hd}(I_{lx})\approx8$.

Хим. уст. чистого ильменита средняя. Однако, в отличие от большинства других ТМ, зерна ильменита даже при интенсивном и длительном химическом воздействии не уничтожаются, а сохраняются, подвергаясь лишь структурной и химической трансформации, получившей название лейкоксенизации (а также аризонитизации, рутилизации и пр.). Таким образом, ильменит химически не очень устойчив, потому что относительно легко подвергается лейкоксенизации (развивающейся обычно с поверхности и по трещинам зерен). Общее количество терригенных зерен при этом остается неизменным. Таким образом, если при количественном минералогическом анализе учитывать при подсчетах суммарное количество зерен ильменита, лейкоксенизированного ильменита (ильменита со следами лейкоксенизации, лейкоксена с реликтами ильменита) и лейкоксена (без реликтов ильменита), то необходимо заметить, что процессы химического выветривания, за исключением самых глубоких их проявлений, не могут сколько-нибудь существенно изменить это

число. Подвергшийся лейкоксенизации ильменит химически весьма устойчив.

По Ю. П. Казанскому, ильменит, наряду с лейкоксеном, сохраняется в каолинитовой зоне коры выветривания и значительно выше по химической устойчивости, чем магнетит и многие другие ТМ, в том числе титанит, калиевые полевые шпаты, мусковит и др. По этим данным, ильменит в условиях поверхностного выветривания химически устойчивее даже, чем кианит, ставролит, силлиманит.

По А. Кайе и Ж. Трикару [23], $S_{ch}(I)=150$, что значительно ниже химической устойчивости магнетита (270), апатита (220) и многих других ТМ и уступает устойчивости альбита (170) и биотита (160). Химическая устойчивость лейкоксена является исключительно высокой (550), равной химической устойчивости золота и алмаза и превышающей по величине химическую устойчивость кварца (530) и подавляющего большинства других ТМ. Данные А. Кайе и Ж. Трикара о величине химической устойчивости чистого ильменита, особенно в сравнении с ранее указываемыми этими авторами данными по химической устойчивости магнетита и других минералов, представляются существенно заниженными. Более точным, вероятно, является значение $S_{ch}(I)\approx 250$ или даже 300, что соответствует $B_{ch}=7$.

Тв. 5—6, обычно 5,5—6. Микротв. 593—734; $h_{ср}=640$. Близкие значения микротвердости получены С. Бови и К. Тейлором: $h=519\div703$; $h_{ср}=611$. Существенно более высокое нижнее значение микротвердости ильменита указано в сводке Дж. Крейга и Д. Вогана. По приведенным в этой работе оценкам, микротвердость ильменита $h=659\div703$. Более низкие среднее и нижнее значения микротвердости указывает И. А. Пудовкина: $h=367\div729$; $h_{ср}=548$. По Б. Янгу и А. Миллману, $h=557\div$ $\div825$ (при нагрузке 50 г) или 501—752 (при нагрузке 100 г). Значительно более высокие величины микротвердости (до 1038 кгс/мм^2) указывают для измененного (лейкоксенизированного) ильменита титано-циркониевых россыпей С. Н. Цымбал и Ю. А. Полканов — особенно для зерен с плотностью $\delta>4{,}2$—4,3 (табл. 62). Для сильно измененного ильменита с плотностью 3,7—4,2 полученные этими авторами значения микротвердости оказались близкими приведенным выше ($h=405\div700$). Интересно, однако, что указываемые значения микротвердости лейкоксена (табл. 63) намного выше, чем значения микротвердости измененного ильменита с такой же плотностью (см. табл. 62).

Ф.-м. уст. средняя. $B_{ph}=7$.

МС средняя. $K_{1mp}=33{,}3$ (если допустить $S_{ch}(I)=250$). Если же принять указываемое А. Кайе и Ж. Трикаром значение $S_{ch}(I)=150$, то вычисленная величина МС ильменита оказывается низкой ($K_{1mp}=20{,}0$), что находится в резком противоречии с данными А. А. Кухаренко и многих других авторов по МС ТМ.

Таблица 62

Микротвердость измененного ильменита, по С. Н. Цымбалу и Ю. А. Полканову *

Плотность, г/см^3	Микротвердость, кгс/мм^2	
	1	2
>4,4	—	850
4,3—4,4	1038	812
4,2—4,3	972	771
4,1—4,2	700	692
4,0—4,1	601	627
3,9—4,0	505	555
3,8—3,9	441	505
3,7—3,8	405	449

* Соответствующий показатель измерен для минералов россыпей двух (1 и 2) регионов.

Таблица 63

Твердость лейкоксена титано-циркониевых россыпей, по С. Н. Цымбалу и Ю. А. Полканову

Плотность, г/см^3	Твердость	
	кгс/мм^2	по шкале Мооса
4,1—4,2	720	5,33
4,0—4,1	762	5,80
3,9—4,0	850	6,0
3,8—3,9	972	6,34
3,7—3,8	912	6,17
<3,7	850	6,0

$B_{mp}=16{,}3$ (исходя из значения $B_{ch}(I)=7$). По многим данным [14], существуют глубокие различия в величинах МС акцессорного ильменита и породообразующего (рудообразующего, «рудного») ильменита, слагающего рудные тела, связанные с габброидами. Первый из них обладает исключительно высокой МС и, наряду с сопутствующими ему цирконом, рутилом и другими ТМ, выдерживает транспортировку на многие сотни километров и многократное переотложение. Второй обладает низкой МС, его максимальное удаление от коренных источников составляет около 15 км (по другим данным — менее 25 км). Эти данные нуждаются в проверке, уточнении и объяснении. Последнее можно усматривать прежде всего в относительно быстрой фиксации в осадке крупных (>1 мм) зерен рудообразующего ильменита, их измельчении, и в лейкоксенизации ильменита, зерна которого обнаруживают очень высокую МС.

ПФ — *b*. Наряду с базитами (главным образом, габброидами), где ильменит может быть не только акцессорным, но и породообразующим минералом, возможны и другие, весьма разнообразные по составу и генезису источники (*a*, *m*), в которых ильменит присутствует в качестве акцессорного минерала. Пикроильменит характерен для кимберлитов.

Касситерит — *Ct* SnO_2.

Пл. около 7 (6,3—7,2, чаще 6,7—7,1)

Г. д. уст. весьма высокая. $B_{hd}=11$.

Хим. уст. высокая. $S_{ch}\approx 400$. $B_{ch}=10$ (9—11?). По Ю. П. Казанскому, в условиях гидрослюдисто-каолинитового выветрива-

ния касситерит обнаруживает высокую химическую устойчивость, сохраняется во всех зонах выветривания (за исключением зоны охр и окислов) и превосходит кианит, ставролит, силлиманит, мусковит и большинство других ТМ.

Тв. 6—7. Микротв. 1008—1228; $h_{ср}=1106$. Близкие значения указывают и С. Бови и К. Тейлор: $h=1027\div1075$, $h_{ср}=1053$. По И. А. Пудовкиной, верхнее значение микротвердости касситерита (1157) близко к приведенным выше. Нижнее же значение существенно (в 2 раза) ниже значений, приводимых другими авторами: $h_{min}=504$. Установлено, что присутствие в составе касситерита весьма незначительной в количественном отношении изоморфной примеси Ta и Nb ($\sim$0,1 % $Ta_2O_5+Nb_2O_5$) приводит к значительному снижению величины его микротвердости. Иногда указывают существенно более высокие значения микротвердости касситерита — до 1400—1500 кгс/мм^2 и даже несколько более. Так, С. И. Лебедева [5] приводит следующие значения: $h=731—1528$. По Дж. Крейгу и Д. Вогану, $h=1168—1332$.

Ф.-м. уст. высокая. $B_{ph}=9$ (8—10).

МС высокая, близкая к средней. $K_{1mp}=63{,}2$. $B_{mp,\,max}=27{,}1$. $B_{1mp}\approx 8{,}2$. По некоторым данным [14], максимальная дальность переноса касситерита в водной среде от коренного источника составляет не более 6 км. Эти данные, однако, представляются заниженными. Мнение о низкой и весьма низкой МС касситерита не согласуется, в частности, с данными о протяженности многих россыпей касситерита, составляющей нередко десятки километров [14]. По А. В. Костерину и ряду других авторов, обломочные зерна касситерита могут транспортироваться по крайней мере на 100 км от коренного источника.

ПФ — *a* (гранитоиды, пегматиты, гидротермалиты), *m* (скарны).

Кварц — *Q* SiO_2.

Пл. около 2,65 (2,6—2,7, обычно 2,63—2,66).

Г. д. уст. весьма низкая. $B_{hd}=1$.

Хим. уст. весьма высокая. $S_{ch}=530$ (для халцедона, по А. Кайе и Ж. Трикару, $S_{ch}=500$). $B_{ch}=12$ (12—13).

Тв. 7. Микротв. 1023—1236; $h_{ср}=1135$. Практически такие же значения получены С. Бови и К. Тейлором: 1097—1168; $h_{ср}=1135$. Более низкие значения указывает И. А. Пудовкина: 925—1057, $h_{ср}=991$.

Ф.-м. уст. высокая. $B_{ph}=9$.

МС весьма высокая. $K_{1mp}=227{,}0$. $B_{mp}\approx 108{,}0$ (до 117,0). Кварц является одним из наиболее миграционноспособных ТМ, может транспортироваться на сотни и тысячи километров от коренного источника, выдерживать многократное переотложение. Однако так называемый рудный кварц, содержащий определенный набор элементов-примесей и другие признаки, характерные для кварца коренных месторождений золота, касситерита и др., сохраняется лишь в россыпях ближнего сноса на расстоянии не более 10 км от коренного источника [14].

ПФ — *a, m, s*.

Кианит (дистен) — *K* $Al_2[SiO_4]O$.

Пл. около 3,6 (3,5—3,7).

Г. д. уст. средняя. B_{hd}=5—6.

Хим. уст. высокая или весьма высокая, особенно в условиях поверхностного выветривания. А. Кайе и Ж. Трикар довольно низко оценивают хим. уст. кианита (S_{ch}=270, что соответствует B_{ch}=7, средняя хим. уст.). По мнению этих авторов, хим. уст. кианита ниже, чем титанита, флюорита, микроклина, граната, существенно ниже устойчивости ортоклаза и многих других ТМ. Такая оценка химической устойчивости кианита является явно и сильно заниженной, не соответствующей, в частности, многочисленным результатам изучения состава кор выветривания и продуктов их переотложения. Более правильной представляется существенно более высокая оценка химической устойчивости кианита: $S_{ch}\approx 400$ (350—450) $B_{ch}\approx 10$ (9—10). При этом для условий поверхностного выветривания химическая устойчивость кианита выше ($S_{ch(w)}\approx 400$—450; $B_{ch(w)}$= 10 или даже 11), а для условий постседиментационного внутрислойного растворения ниже ($S_{ch(is)}\approx 350$—400; $B_{ch(is)}$= 9 или даже 8). По Ю. П. Казанскому, в условиях поверхностного каолинового выветривания кианит сохраняется предположительно вплоть до каолинитовой зоны и обнаруживает более высокую химическую устойчивость, чем титанит, мусковит, ортоклаз и многие другие ТМ.

Тв. 4 (4,5)—7 (до 7,5), т. е. различна в разных направлениях Имеющиеся в литературе сведения о нижнем и верхнем пределах твердости кианита по шкале Мооса и степени анизотропии противоречивы. В частности, указываются значения: 4—6,5; 4,5—6; 5,5—7 и др. Микротв. 285—1690; $h_{1ср}$=420; $h_{2ср}$=1313.

Ф.-м. уст. средняя. $B_{ph}\approx 8$.

МС высокая. С учетом принятого А. Кайе и Ж. Трикаром значения S_{ch}=270, $K_{1mp}\approx 65{,}0$; $B_{mp}\approx 23$—25. При S_{ch}=400, K_{1mp}=93,6; $B_{mp}\approx 32{,}6$—35,7.

ПФ — *m*.

Киноварь — *Cb* HgS.

Пл. около 8,1—8,2 (8,0—8,2).

Г. д. уст. весьма высокая. B_{hd}=11.

Хим. уст. низкая. $S_{ch}\approx 10$. $B_{ch}\approx 2$ (1—3?). По шкале растворимости А. С. Поваренных киноварь выше пирита и галенита, значительно выше молибденита, шеелита, флюорита, барита и др. По А. А. Кухаренко, однако, киноварь по химической устойчивости превосходит арсенопирит и ряд других сульфидов, но уступает пириту, оливину и другим ТМ.

Тв. 1,5—2,5 (обычно 2—2,5). Микротв. 64—98; $h_{ср}$=78. Практически такие же значения получены И. А. Пудовкиной: h= =60÷99. С. И. Лебедева [5] приводит несколько иные данные: h=40÷134; $h_{ср}$=99. По Дж. Крейгу и Д. Вогану, h=82÷156.

Ф.-м. уст. низкая. B_{ph}=3 (3—4?).

МС весьма низкая. $K_{1mp}=0{,}1$. $B_{mp}=1{,}8$. $B_{1mp}=0{,}6$. Максимальное удаление киновари от коренных источников — около 2 км [14].

ПФ — *a* (гидротермалиты).

Клиноцоизит — *Cz* $Ca_2Al_3[SiO_4][Si_2O_7]O(OH)$.

Пл. около 3,35 (3,2—3,4, по некоторым данным, 3,1—3,5).

Г. д. уст. низкая. $B_{hd}=3\div4$ (ближе к 4).

Хим. уст. низкая. $B_{ch}\approx3$.

Тв. 6—6,5. Микротв. 621—1054, по И. А. Пудовкиной.

Ф.-м. уст. средняя. $B_{ph}=8$.

МС средняя. $B_{mp}=12$.

ПФ — *m*.

Колумбит — *Cm* (Fe, Mn) $(Nb, Ta)_2O_5$.

Пл. около 5,2—5,4 (до 6).

Г. д. уст. высокая, отчасти — весьма высокая. $B_{hd}=10$ (10—11).

Хим. уст. высокая или средняя. $S_{ch}\approx300$—400? $B_{ch}=8$—9 (7—10?).

Тв. ок. 6 (по некоторым данным, 4,5—6,5, обычно 5,5—6,5). Микротв. минералов ряда колумбит—танталит детально изучена С. И. Лебедевой (табл. 64).

Весьма близкие крайние замечания микротвердости минералов ряда колумбит—танталит приведены в работе Дж. Крейга и Д. Вогана: 240—1021. По И. А. Пудовкиной, микротвердость колумбита $h=390\div817$; $h_{ср}=603$.

МС низкая, близкая к средней. $K_{1mp}\approx25{,}0$. $B_{mp}=17{,}1$. Приведенные значения показателей МС колумбита близки к наивысшим. Максимальное удаление колумбита от коренных источников составляет, по одним данным [14], 2,5 км, по другим [14], 5 км.

ПФ — *a* (пегматиты, граниты, апограниты).

Кордиерит — *Cd* $(Mg, Fe)_2Al_3[AlSi_5O_{18}]$.

В соответствии с обычным присутствием в кордиеритах H_2O в количестве от долей процента до нескольких процентов, иногда формулу кордиерита записывают в виде $(Mg, Fe)_2 Al_4Si_5\times\times O_{18}\cdot nH_2O$.

Пл. около 2,6 (2,5—2,8).

Г. д. уст. весьма низкая. $B_{hd}=1$.

Хим. уст. низкая. $S_{ch}=70$. $B_{ch}=3$ (1?—3). Химическая устойчивость кордиерита в условиях постседиментационного внутрислойного растворения, по-видимому, ниже его устойчивости в условиях поверхностного выветривания $(S_{ch(is)}(Cd)<S_{ch(w)}\times\times(Cd))$. В. П. Батурин считает кордиерит «запрещенным» для ископаемых отложений и рассматривает его по химической устойчивости в условиях внутрислойного растворения в одной группе с фельдшпатоидами, основными плагиоклазами и оливином. Впрочем, оливин и основные плагиоклазы, как сейчас известно, в отдельных случаях присутствуют и в ископаемых отложениях (случаи немногочисленны). Фиксации же кордиери-

Таблица 64

Микротвердость (h, кгс/мм^2, по С. И. Лебедевой) и характеристика физико-механической устойчивости минералов ряда колумбит—танталит

Минералы	Содержание, %		h	$h_{ср}$, B_{ph}		Ф.-м. уст.
	Ta_2O_5	Nb_2O_5				
Колумбиты	1—12	60—80	240—640 *	338	6	Средняя
Тантало-колумбиты	12—40	40—60	420—900	763	7—8	То же
Ниобо-танталиты	40—60	20—40	635—930	838	8(7—8)	»
Танталиты	60—80	1—20	700—1070	913	8	»

* По другим данным, 240—700.

та в отложениях препятствуют некоторая сложность его диагностики и недостаточно углубленное изучение легкой фракции.

Тв. 7—7,5.

Ф.-м. уст. высокая. B_{ph}=9.

МС высокая (?). B_{mp}=27.

ПФ — *т*, в значительно меньшей степени — *а*.

Корунд — *Сп* Al_2O_3.

Пл. около 4 (по различным данным, 3,8—4,4, обычно 3,95—4,1).

Г. д. уст. высокая, отчасти — средняя. B_{hd}=8 (7—8).

Хим. уст. весьма высокая. S_{ch}=500. B_{ch}=12 (11—13?). В условиях внутрислойного растворения, по-видимому, менее устойчив. По шкале растворимости минералов А. С. Поваренных корунд занимает предположительно очень низкое положение — в одной группе с пирротином, антимонитом и др. и ниже пирита, сфалерита и др. Однако, по данным Ю. П. Казанского, в профиле гидрослюдисто-каолинитовой коры выветривания корунд предположительно сохраняется вплоть до каолинитовой зоны выветривания и обнаруживает более высокую химическую устойчивость, чем гранаты, калиевые полевые шпаты, ставролит, силлиманит, мусковит и большинство других ТМ, когда как все сульфиды уничтожаются в первой, самой нижней зоне (зоне дезинтеграции). Ф. Синдовский считает корунд очень трудно выветриваемым минералом, близким по химической устойчивости к кианиту, ставролиту, силлиманиту и существенно более устойчивым, чем анатаз, брукит, андалузит и другие распространенные ТМ тяжелой фракции, за исключением лишь циркона, рутила и турмалина.

Тв. 9. Микротв. 2055—2191; $h_{ср}$=2108 или h=1955—2191; $h_{ср}$=2008. По результатам определений, выполненных различными авторами, $h_{ср}(Сп)$=2008÷2448 кгс/мм^2 (наиболее часто $h_{ср}\approx$2100).

Ф.-м. уст. весьма высокая. $B_{ph}=12$.

МС весьма высокая. $K_{1mp}=251,0$ или 263,5. $B_{mp}=50,9$.

ПФ — *m*, в меньшей степени *a*, *b*.

Ксенотим — *X* $Y[PO_4]$.

Пл. около 4,5 (4,3—5,1, обычно 4,3—4,6).

Г. д. уст. высокая. $B_{hd}=8$ (8—9).

Хим. уст. высокая. $S_{ch}=400$. $B_{ch}=10$ (9—11?).

Тв. 4—5. Микротв. 398—614; $h_{ср}=487$ или 490.

Ф.-м. уст. средняя $B_{ph}=6$.

МС средняя. $K_{1mp}=43,3—43,6$. $B_{mp}=21,2$. Указываемая И. М. Озеровым величина возможного максимального удаления зерен ксенотима от коренного источника (1—2 км) не имеет никакого отношения к МС мелких ($\leqslant 0,25$ мм) зерен акцессорного ксенотима, которая, судя по составу многих комплексных редкометалльных или содержащих ксенотим преимущественно титано-циркониевых россыпей дальнего переноса (аллювиальных и особенно прибрежно-морских, а также мелководно-морских), весьма велика (превышает указанную И. М. Озеровым величину примерно на 2 порядка и более).

ПФ — *a*, в значительно меньшей степени — *m*.

Г. Б. Мильнер и некоторые другие исследователи считают присутствие ксенотима в осадочных образованиях проблематичным, поскольку минерал трудно поддается идентификации. Однако необходимо отметить, что ксенотим довольно широко (хотя обычно в очень небольших количествах) распространен и в современных, и в ископаемых осадочных образованиях, особенно в титано-циркониевых и комплексных редкометалльных россыпях. Его присутствие во многих отложениях установлено абсолютно достоверно, а его диагностика (отличие от совместно встречающегося с ним монацита) в иммерсионной жидкости с $n=1,720$, как считает А. А. Кухаренко, является быстрой, легкой и однозначной.

Лейкоксен — *Lx*.

Не представляет собой самостоятельный минеральный вид, состоит из смеси различных тонкодисперсных кристаллических фаз и рентгеновски аморфных соединений; обычно — скрытокристаллическая переменная по количественному и качественному составу смесь рутила, анатаза или значительно реже брукита с гидроокислами железа и другими компонентами.

Химический состав, плотностные и другие свойства лейкоксена колеблются в очень широких пределах. Они определяются прежде всего составом исходных минералов, подвергшихся лейкоксенизации (обычно это ильменит и титанит), и степенью их лейкоксенизации. Основными признаками, позволяющими разграничить апоильменитовый и существенно менее распространенный апотитанитовый лейкоксен, помимо присутствия нелейкоксенизированных реликтов исходных минералов (фиксируемых с помощью рентгеновского фазового анализа), являются: 1) присутствие в апоильменитовом лейкоксене значительного

количества (25—30 %) железа (преимущественно Fe^{3+}) и практически полное отсутствие его в апотитанитовом лейкоксене, 2) присутствие в апотитанитовом лейкоксене значительного количества (около 25—30 %) SiO_2 и практические полное отсутствие SiO_2 в апоильменитовом лейкоксене.

Пл. около 3,2—4,3 (приблизительно 4,6 — при неполной лейкоксенизации ильменита), в среднем около 3,8—4,1. Плотность апотитанитового лейкоксена существенно ниже, чем апоильменитового. Наиболее высокая плотность характерна для лейкоксеновых образований, сохраняющих реликтовый ильменит.

Г. д. уст. от низкой до высокой, в основном средняя. $B_{hd}=3\div8$, обычно 6—8.

Хим. уст. весьма высокая. $S_{ch}=550$. $B_{ch(w)}=12$ (11—13?). В условиях внутрислойного растворения менее устойчив, чем при поверхностном выветривании. В протокатагенезе в значительной части мезокатагенеза (включая градацию MK_3 и, возможно, MK_4) лейкоксен химически весьма устойчив. При более глубоких катагенетических преобразованиях в условиях, примерно соответствующих градации MK_5, лейкоксен оказывается химически менее устойчивым и подвергается частичному, а затем и полному внутрислойному растворению, давая начало аутигенным титанистым минералам, особенно анатазу. $B_{ch(is)}\approx9$ (8—10) (высокая хим. уст.).

Тв. колеблется в широких пределах, обычно около 5 (4—5), иногда снижается до 2,5. Микротв., по И. А. Пудовкиной, $h=304\div616$; $h_{1ср}=314$; $h_{2ср}=536$ ($h_{ср}=425$). Близкие значения микротвердости получены С. Н. Цымбалом и Ю. А. Полкановым для сильно измененного ильменита титано-циркониевых россыпей Украины, имеющего плотность $\delta<4,0$ (см. табл. 62). Для собственно лейкоксена эти авторы получили существенно более высокие значения величины микротвердости (см. табл. 63), превышающие значения микротвердости ильменита, по С. И. Лебедевой, И. А. Пудовкиной, С. Бови и К. Тейлору. Отметим, что если для измененного ильменита с развитием процесса лейкоксенизации (фиксирующимся, в частности, по уменьшению плотности зерен) микротвердость, по данным С. Н. Цымбала и Ю. А. Полканова, последовательно снижается в интервале значений δ от более 4,4 до 3,7 (см. табл. 62), то для собственно лейкоксена в близком интервале значений плотности (от 4,2 до менее 3,7) по мере уменьшения плотности зерен микротвердость вначале последовательно возрастает, достигая максимального значения $h=972$ кгс/мм^2 для зерен с $\delta=3,8\div3,9$, а затем несколько снижается до $h=850$ (см. табл. 63). А. Н. Жердева и В. К. Абулевич приводят существенно более низкие значения микротвердости лейкоксена: 180—380 кгс/ мм^2.

Ф.-м. уст. средняя. С учетом приведенных И. А. Пудовкиной данных по микротвердости лейкоксена, $B_{ph}=6$ (6—7).

МС высокая, отчасти — средняя. $K_{1mp}\approx61,5$ (45,4—77,6). $B_{mp}\approx27,4$ (25,4—29,4).

ПФ — *b, s, m* (грейзены и др.). Основная масса терригенного лейкоксена связана с размывом кор выветривания различных, особенно основных, магматических пород.

Лимонит — *Lm*.

По А. А. Годовикову и другим, лимониты представляют собой обычно скрытокристаллическую переменную по составу смесь гётита ($\alpha = FeOOH$), гидрогётита ($\alpha = FeOOH \cdot n\ H_2O$), лепидокрокита ($\gamma = FeOOH$), гидролепидокрокита ($\gamma = FeOOH \times \times nH_2O$, где $n \leqslant 0,4$) (один из этих минералов может преобладать) с гидроокислами Al, Mn, гелями гидроокислов Fe, Al, Mn, кремнеземом, глинистыми минералами.

Пл. 2,8—4,3; по некоторым данным, 2,7—4,4; наиболее часто около 3,8—4 (3,4—4,1). Пл. чистого гётита около 4,3 (4,268).

Г. д. уст. от низкой до высокой. $B_{hd} = 2 \div 8$. Наиболее часто $B_{hd} \approx 7$ (4—8).

Хим. уст. высокая (возможно, от средней до весьма высокой). По А. Кайе и Ж. Трикару [23], хим. уст. лимонита исключительно высока: $S_{ch} = 600$, что соответствует высшему показателю (баллу) химической устойчивости минералов ($B_{ch} = 13$). По данным этих исследователей, химическая устойчивость лимонита примерно равна устойчивости рутила и платины и существенно выше устойчивости золота, алмаза, лейкоксена, анатаза, кварца, корунда и подавляющего большинства других минералов. Подобная оценка величины химической устойчивости лимонита представляется в целом существенно завышенной.

Тв. около 4—5 (до 5,5, но чаще $H \leqslant 5$). Микротв. гётита 525—620; $h_{ср} = 554$ (тонкокристаллический); 772—824; $h_{ср} = 803$ (крупнокристаллический).

Ф.-м. уст. средняя. $B_{ph} = 7$—8 (исходя из приведенных данных по микротвердости гётита). В действительности, однако, ф.-м. уст. лимонита колеблется в широких пределах, причем приведенные значения соответствуют максимальной величине ф.-м. уст. лимонита. Минимальное значение $B_{ph} \approx 2$—3.

МС высокая. $K_{1mp,\,max} \approx 120,0$. $B_{mp,\,max} \approx 39,2$. В большинстве случаев, однако, МС лимонита значительно ниже и не выходит за пределы средней.

ПФ — *s*. В осадочных породах чаще аутигенный.

Лопарит — *Lp* (Na, Ce, Ca) $(Ti, Nb)O_3$.

Пл. 4,6—4,9.

Г. д. уст. высокая. $B_{hd} = 9$.

Хим. уст. низкая. $S_{ch} \approx 100$. $B_{ch} \approx 3$—4. Однако замещение лопарита с поверхности агрегатным веществом типа металопарита (гидролопарита) или лейкоксена (обычно анатазового) существенно повышает химическую устойчивость и соответственно миграционную способность его обломочных зерен.

Тв. 5,5—6. 730—898. Согласно более ранним данным С. И. Лебедевой, $h = 733 \div 893$; $h_{ср} = 811$.

Ф.-м. уст. средняя. $B_{ph}=8$ (7—8).

МС чистого лопарита низкая, близкая к средней, отчасти средняя. $K_{1mp,\,max}\approx 20{,}0$. $B_{mp}\approx 7—10{,}7$. В миграционном ряду минералов россыпей ближнего сноса лопарит занимает место между фергусонитом и эвксенитом [14]. Однако приведенные в Словаре по геологии россыпей данные о максимальной дальности возможного переноса этих минералов от коренных источников разнятся более чем на порядок: для фергусонита и эвксенита эта дальность составляет 15—20 км, для лопарита же указываются значения 200—250 км.

ПФ — *a* (щелочные нефелиновые породы).

Магнетит — *M* $FeFe_2O_4$.

Пл. около 5,2 (4,8—5,3).

Г. д. уст. высокая $B_{hd}=10$ (9—10).

Хим. уст. низкая или средняя (?). Данные различных авторов о химической устойчивости магнетита весьма противоречивы и нередко сомнительны. Ошибка обычно состоит в существенном завышении величины химической устойчивости. По А. Кайе и Ж. Трикару [23], $S_{ch}(M)=270$. Эта величина, по их мнению, равна химической устойчивости кианита и ставролита и значительно выше химической устойчивости гематита ($S_{ch}(Hm)=200$) и ильменита ($S_{ch}(I)=150$). Однако имеющиеся фактические данные о минеральном составе различных зон профилей коры выветривания и составе ТМА отложений не подтверждают мнение о столь высокой химической устойчивости магнетита. В частности, по данным Ю. П. Казанского, при формировании гидрослюдисто-каолинитовой коры выветривания магнетит — химически неустойчивый минерал и попадает в одну группу с биотитом, апатитом, роговой обманкой, пироксенами (за исключением эгирина), наименее устойчивыми (железистыми) хлоритами, глауконитом, основными и средними плагиоклазами, нефелином и др., существенно уступая калиевым полевым шпатам, кислым плагиоклазам, альмандину, титаниту, эпидоту, цоизиту, тремолиту, актинолиту, эгирину, пеннину, клинохлору и многим другим минералам, в том числе, возможно, и апатиту. В монтмориллонито-каолинито-охристом профиле коры выветривания, по Ю. П. Казанскому, магнетит сохраняется лишь в нижней зоне и является химически менее устойчивым, чем альбит, эпидот, титанит, апатит, некоторые амфиболы и пироксены. На более низкую химическую устойчивость магнетита в коре выветривания, по сравнению с устойчивостью апатита, указывают, в частности, и факты, установленные М. И. Конса и Х. А. Вийдингом при изучении кор выветривания, развитых по гнейсам и амфиболитам южного склона Балтийского щита. О низкой устойчивости магнетита к процессам поверхностного химического выветривания свидетельствуют, в частности, данные П. Босуэлла и В. П. Батурина, отметивших, что отношение ильменит/магнетит в осадочных породах существенно выше, чем

в изверженных *, и справедливо объяснивших данный факт существенно различной химической устойчивостью этих минералов (высокой — ильменита и низкой — магнетита). Именно к числу химически неустойчивых (относительно неустойчивых, низкоустойчивых) при процессах выветривания справедливо относят магнетит А. П. Сигов, Г. С. Момджи, Ф. Лафнен, Г. И. Бушинский, О. С. Кочетков и другие исследователи. Значительно более высокую химическую устойчивость приписывают магнетиту Ф. Петтиджон и некоторые другие авторы для условий постседиментационного внутрислойного растворения **. Это мнение, однако, нуждается в дополнительном обосновании. По мнению автора, по крайней мере, для фанерозойских и верхнепротерозойских отложений отсутствуют достаточные фактические данные, которые убедительно указывали бы на высокую химическую устойчивость магнетита в терригенных породах, на высокую степень «выживаемости» терригенного магнетита в условиях постседиментационного внутрислойного растворения.

На основании этих и других данных можно принять, что $S_{ch(w)}(M) \approx 100$ (100—150?) и соответственно $B_{ch(w)}(M) \approx 3$—4 (тогда как, исходя из принимаемой А. Кайе и Ж. Трикаром величины $S_{ch}(M)$, $B_{ch}(M) = 7$).

Тв. 5—6,5, обычно 5,5—6. Микротв. 535—695; $h_{ср}=610$. С. И. Лебедева [5] приводит несколько меньшие значения микротвердости магнетита, условно выделяя два типа магнетита по микротвердости — магнетит I с $h=484 \div 543$; $h_{ср}=520$ и магнетит II с $h=364 \div 585$. Существенно большей микротвердостью обладают, по мнению С. И. Лебедевой, магнетиты с примесью Cr и Mg: $h=744 \div 897$; $h_{ср}=808$. По С. Бови и К. Тейлору, $h=530 \div 599$; $h_{ср}=560$. Близкие значения получили Б. Янг и А. Миллман ($h=490 \div 660$), Ю. Г. Гершойг и М. П. Дементьева ($h=412 \div 689$) и др. Иногда указываются несколько иные значения. По И. А. Пудовкиной, $h=210 \div 724$. По данным В. Н. Сергеева, максимальная величина микротвердости магнетита в пределах плотных зон кристаллов намного выше приведенных значений: $h_{max}=961$. Нижние значения микротвердости в этих зонах, по В. Н. Сергееву, близки к данным, полученным С. И. Лебедевой, С. Бови, К. Тейлором и др.: $h_{min}=554$. По Дж. Крейгу и Д. Вогану, $h_{ср}(M)=592$.

Ф.-м.уст. средняя. $B_{ph}=7$.

* Справедливо замечание Г. Мильнера, что чистый магнетит в обломочных породах встречается значительно реже, чем обычно принято считать. Что касается современных осадков, то нередкие указания на высокие содержания в них магнетита, по-видимому, вполне справедливы. Но они, несмотря на очевидную уязвимость, по выражению Ф. Лафнена [26], магнетита по отношению к процессам химического выветривания, не должны вызывать какого-либо удивления: в современных осадках, в силу специфики условий их формирования, нередки повышенные концентрации и еще менее устойчивых химически ТМ — например пироксенов и оливина.

** Для этих условий Ф. Петтиджон [10] считает химическую устойчивость ильменита более высокой по сравнению с устойчивостью магнетита.

МС, исходя из данных А. Кайе и Ж. Трикара, средняя (K_{1mp}=31,7; B_{mp}=15,5). Эти значения показателей МС магнетита можно рассматривать в качестве максимальных. В условиях интенсивного проявления процессов поверхностного химического выветривания МС магнетита низкая ($K_{1mp} \approx$ 10,0—11,7; B_{mp}=8,9).

ПФ — *b*, в меньшей степени — *m*, еще в меньшей степени — *a*.

Наряду с собственно магнетитом (и рассматриваемым ниже в данной главе титаномагнетитом), в осадочных образованиях возможно присутствие в качестве терригенных компонентов и других ферришпинелей, в частности магномагнетита. Их седименто- и литогенические свойства близки к свойствам магнетита, но не тождественны им. Точная диагностика видовой принадлежности терригенных ферришпинелей требует специальных исследований и обычно не проводится.

Микроклин — *Mc* $K[AlSi_3O_8]$.

Пл. около 2,55 (2,5—2,6).

Г. д. уст. весьма низкая. B_{hd}=1.

Хим. уст. средняя. S_{ch}=290. B_{ch}=7 (6—8?). По Ю. П. Казанскому, в условиях поверхностного выветривания микроклин является наиболее устойчивым из полевых шпатов. Эту точку зрения разделяют не все исследователи (А. Кайе и Ж. Трикар). Учитывая результаты экспериментов В. Хуана и В. Келлера о выветривании силикатов в различных условиях и данные об эволюции условий поверхностного выветривания в истории Земли и об изучении кор выветривания различного возраста, Ю. П. Казанский высказал мнение о том, что в условиях выветривания каолинового типа в позднем докембрии микроклин был высокоустойчивым минералом и превосходил по химической устойчивости не только мусковит, титанит, эпидот, ортоклаз, кислые плагиоклазы и многие другие ТМ (как это, по Ю. П. Казанскому, в условиях фанерозоя), но и кианит, ставролит, силлиманит (в отличие от наблюдаемых соотношений устойчивости этих минералов в условиях поверхностного выветривания в фанерозое). А. Кайе и Ж. Трикар [23] полагают, что кианит и ставролит в фанерозое уступают микроклину по величине их химической устойчивости. В условиях поверхностного выветривания микроклин менее устойчив, чем в условиях постседиментационного внутрислойного растворения. $B_{ch(w)}$= =6÷7. $B_{ch(is)}$=7÷8 и более (до 10?) (средняя и высокая хим. уст.).

Тв. 6—6,5. Микротв. 764—894; $h_{ср}$=800.

Ф.-м. уст. средняя. B_{ph}=8.

МС весьма высокая (?) или высокая. K_{1mp}=91,0. B_{mp}=56 (или несколько менее).

ПФ — *a*, в меньшей степени — *m*.

Микролит — *Mcl*. Танталовая разновидность пирохлора.

Пл. 5,9—6,4.

Г. д. уст. весьма высокая. $B_{hd}=11$.

Хим. уст. весьма низкая. $S_{ch}<10$. $B_{ch}=1$.

Тв. 5—5,5 (до 6). Микротв. неизмененного кристаллического и полуметамиктного микролита 542—845 кгс/мм^2 или 540—933 (с учетом данных А. Вина); микротвердость сильнометамиктного микролита значительно ниже: 312—563.

Ф.-м. уст. средняя. $B_{ph}=7$ (7—8); для метамиктного микролита $B_{ph}=6$ (6—7).

МС весьма низкая. Даже для неизмененного микролита $K_{1mp}\leqslant 1{,}4$—1,5; $B_{mp}\leqslant 2{,}1$—2,4. Для метамиктного же микролита $K_{1mp}\leqslant 0{,}9$—1,0; $B_{mp}\leqslant 1{,}8$—2,1.

ПФ — *а* (гранитные пегматиты, особенно литиевые, граниты, грейзены).

Молибденит — *Mb* MoS_2.

Пл. 4,6—5,0, обычно около 4,7.

Г. д. уст. высокая. $B_{hd}=9$.

Хим. уст. низкая или весьма низкая. $S_{ch}\leqslant 10$. $B_{ch}\approx 2$ (1—2). По шкале растворимости минералов А. С. Поваренных молибденит занимает весьма низкое положение — в одной группе с гипсом, кальцитом и др. и ниже пирротина, антимонита и др.

Тв. 1 (1—1,5). Микротв. около 50, по данным Е. И. Семенова и др. По Дж. Крейгу и Д. Вогану, $h=8\div100$. По С. И. Лебедевой [5], $h=16\div84$. Существенно более низкие значения микротвердости молибденита приводят другие исследователи: 16,5 (С. И. Лебедева, 1963 г.); 16—28; $h_{ср}=17\div23$ (С. Бови и К. Тейлор); 15—37; $h_{ср}=26$ (И. А. Пудовкина). С. А. Юшко получила данные: $h=4\div10$ по (1010) и $33\div74$ по (0001).

Ф.-м. уст. весьма низкая. $B_{ph}=2$ (1?—2).

МС весьма низкая. $K_{1mp}\leqslant 0{,}1$. $B_{mp}\approx 0{,}7$—1,3. Максимальное удаление от коренного источника, по И. М. Озерову, составляет 1—2 км (очень редко — 3—4 км).

ПФ — *а*.

Монацит — *Mnz* (Ce, La, Y, Th) $[PO_4]$.

Пл. около 5,1 (4,9—5,5; обычно 5,0—5,3). Для обогащенных европием *Eu*-монацитов с пониженным содержанием тория характерны существенно более низкие значения плотности (4,25—4,70).

Г. д. уст. высокая. $B_{hd}=10$ (9—10).

Хим. уст. высокая или весьма высокая. $S_{ch}=420$. Возможно, S_{ch} следует оценить несколько выше (около 450). $B_{ch}=10$ (10—11). По Ю. П. Казанскому, монацит обладает высокой химической устойчивостью, более высокой, чем кианит, ставролит, силлиманит и большинство других ТМ, хотя уступает в данном соотношении циркону, рутилу, турмалину, кварцу, графиту и, возможно, еще немногим ТМ.

Тв. 5—5,5. Микротв. 367—572; $h_{ср}=467$ (С. И. Лебедева, данные 1963 г.). По более поздним экспериментам С. И. Лебедева [5] при тех же крайних значениях микротвердости мона-

цита приводит несколько иные данные о величине $h_{ср}$: $h_{1ср}=442$; $h_{2ср}=535$.

Ф.-м. уст. средняя. $B_{ph}=6$ (6—7).

МС средняя, близкая к высокой. $K_{1mp}\approx 38,5$. $B_{mp}=19,0$ или несколько более.

ПФ — *a*, в значительно меньшей степени — *m*.

Муассанит — *Msn* SiC.

Пл. около 3,2 (3,1—3,25).

Г. д. уст. низкая. $B_{hd}=3$ (2—3).

Хим. уст. весьма высокая. Можно принять величину $S_{ch}(Msn)\approx 500$. $B_{ch}=12$ (11—12).

Тв. 9,5 Микротв. 2473—2778; $h_{ср}=2606$ или, по более новым данным [5], 2627. По определению Н. М. Чернышова и А. Н. Плаксенко, $h_{ср}=2563$ кгс/мм^2.

Ф.-м. уст. весьма высокая. $B_{ph}=13$.

МС весьма высокая. $K_{1mp}\approx 407,2—410,5$. $B_{mp}=90,2$.

ПФ — *b*, а также (в меньшей степени) *a* (гранитоиды) и *m* (метаморфиты и метасоматиты), отчасти, возможно, космогенный. В частности, по данным Н. М. Чернышова и А. Н. Плаксенко, в габбро-гипербазитовых интрузивах Воронежского кристаллического массива содержание муассанита иногда достигает 10 г/т. Ч. Милтон и Д. Виталиано полагают, что достаточные доказательства существования возникшего в земных условиях природного SiC отсутствуют. Находки муассанита в осадочных и других породах являются довольно многочисленными, его диагностика в некоторых случаях вполне достоверна, а иногда он присутствует в породах в значительных количествах. По данным И. Е. Москвитина и др., в отложениях базальных горизонтов венда Сибирской платформы муассанит является постоянным компонентом тяжелой фракции, причем его содержание в этой фракции достигает 12 %. Эти и подобные им данные нуждаются в проверке и уточнении, например подтверждение природного генезиса муассанита и исключение возможности поступления его из иных источников.

Мусковит *Ms* $KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH, F)_2$.

Пл. обычно около 2,85 (2,75—2,9, по некоторым данным, до 3,1).

Г. д. весьма низкая (особенно в связи с исключительно большим влиянием пластинчатой, листоватой морфологии частиц мусковита на их гидроаэромеханические свойства). $B_{hd}=1$ (1—2).

Хим. уст. высокая или весьма высокая. По А. Кайе и Ж. Трикару [23], мусковит обладает исключительно высокой химической устойчивостью ($S_{ch}=600$), равной по величине химической устойчивости платины, близкой к величине химической устойчивости рутила ($S_{ch}(R)=610$) и существенно превосходящей химическую устойчивость анатаза, алмаза, лейкоксена, золота, шпинели, кварца, брукита, корунда, халцедона и подавляющего большинства других ТМ. Соответственно $B_{ch}=13$. Весьма вы-

сокая, существенно более высокая, чем устойчивость кварца, химическая устойчивость мусковита; по формуле П. Райхе значения индекса выветриваемости (I_w) [26]. Такую оценку величины химической устойчивости мусковита считаем завышенной, учитывая, в частности, широко известные, часто наблюдающиеся факты гидрослюдизации и каолинизации мусковита в корах выветривания. Более правильным представляется значение $S_{ch}(Ms) \approx 450$ (420—480), что соответствует значению $B_{ch} \approx 11$ (10—11). Возможно, что в некоторых условиях интенсивного поверхностного химического выветривания устойчивость мусковита даже ниже и соответствует значению $B_{ch} \approx 9$ или еще менее. Экспериментальные данные Е. Никкеля [29] для низких значений pH среды (0,2; 3,6; 5,6) в целом подтверждают мнение А. Кайе и Ж. Трикара; для щелочных условий (pH=10,6) относительная химическая устойчивость мусковита, по данным Е. Никкеля, существенно ниже. Однако, по Ю. П. Казанскому и др., в кислых условиях поверхностного каолинового выветривания мусковит обладает средней химической устойчивостью (II группа, по Ю. П. Казанскому), близок в данном отношении к эпидоту, титаниту и др. и уступает не только кварцу, рутилу, турмалину, монациту и другим минералам IV и V групп, но и альмандину, микроклину, андалузиту, силлиманиту, ставролиту, кианиту (III группа). Такая или более низкая оценка устойчивости мусковита дана Ф. Шеффером для условий формирования серо-бурых подзолистых почв. Согласно полученному Х. Ван дер Марелом ряду химической устойчивости минералов при процессах выветривания, мусковит уступает по химической устойчивости гранату, ортоклазу, микроклину, альбиту, алланиту и более устойчивым ставролиту, циркону, рутилу, турмалину, кварцу. По У. Диру, Р. Хауи и Дж. Зусману, скорость разложения мусковита и биотита в почве примерно одинакова. Р. Гаррелс и П. Говард экспериментально доказали, что при низких величинах температуры (20 °C) и давления мусковит химически более устойчив, чем калиевые полевые шпаты, и тем подтвердили взаимное положение этих минералов, указанное С. Голдичем.

Тв. 2—3 (обычно 2,5—3).

Ф.-м. уст. низкая. $B_{ph} \approx 3$.

МС высокая или весьма высокая. $B_{mp} \approx 33$ (примерно от 30 или даже несколько менее до 39, с учетом мнения А. Кайе, Ж. Трикара и некоторых других авторов об исключительно высокой химической устойчивости мусковита).

ПФ — *a, m* (гранитоиды, гранитные пегматиты, метасоматически измененные и метаморфические породы).

Оливин — *Ol* $(Mg, Fe)_2[SiO_4]$, промежуточный член изоморфного ряда форстерит (*Fo*) $Mg_2[SiO_4]$ — фаялит (*Fa*) $Fe_2[SiO_4]$.

Пл. обычно около 3,3—3,5; пл. чистого неизмененного форстерита около 3,2; пл. чистого неизмененного фаялита около 4,4.

Г. д. уст. обычно низкая; для различных по составу (и плотности) членов изоморфного ряда изменяется от низкой (*Fo*) до высокой (*Fa*). B_{hd} обычно равен 3—4.

Хим. уст. низкая или весьма низкая. $S_{ch}=10$. $B_{ch}=2$ (1—2). Наименьшей химической устойчивостью (и соответственно наибольшим индексом выветриваемости, по П. Райхе) обладает форстерит.

Тв. 6—7. Микротв. 897—1290. Существенно ниже микротвердость фаялита (феррифаялита): 572—744.

Ф.-м. уст. средняя. $B_{ph}=8$.

МС низкая или весьма низкая. $K_{1mp}\approx 3{,}0$—3,3. $B_{mp}\approx 7{,}1$—8,0. При отсутствии продолжительного и глубокого химического выветривания МС оливина может быть значительно большей.

ПФ — *b*, в меньшей степени *m*, еще реже — *a* (фаялит).

Г. Б. Мильнер и многие другие исследователи полагают, что оливин встречается только в современных осадках. Имеются (отчасти были отмечены выше) достоверные и неединичные указания на присутствие (и значительное содержание в тяжелой фракции) оливина и в древних (в том числе даже докембрийских) отложениях, хотя встречаемость оливина в древних отложениях вообще значительно ниже, чем в современных.

Ортоклаз — *Or* $K[AlSi_3O_8]$.

Пл. около 2,55.

Г. д. уст. весьма низкая. $B_{hd}=1$.

Хим. уст. средняя. Согласно вычисленным П. Райхе средним значениям индексов выветриваемости минералов, ортоклаз химически несколько устойчивее альбита, но значительно уступает кварцу, мусковиту, силлиманиту. А. Кайе и Ж. Трикар [23] высоко оценивают химическую устойчивость ортоклаза. По их данным, $S_{ch}(Or)=350$, что соответствует значению $B_{ch}\approx 8$. Еще более высоко указанные авторы оценивают химическую устойчивость анортоклаза ($S_{ch}=400$). Эти данные представляются, однако, завышенными. Можно принять, что $S_{ch(w)}(Or)\approx 290$. Соответственно $B_{ch(w)}(Or)=7$ (6—8?).

В литературе описано, что существуют значительные различия в оценке относительной химической устойчивости различных калиевых полевых шпатов, прежде всего ортоклаза и микроклина. По А. Кайе и Ж. Трикару [23], химическая устойчивость ортоклаза значительно выше, чем микроклина. Однако Х. Ван дер Марел, В. Т. Аллен, Х. Блэтт, Т. Тодд, Ю. П. Казанский и ряд других исследователей считают, что химическая устойчивость микроклина по особенностям его структуры и кристаллохимии несколько выше устойчивости других полевых шпатов, в частности ортоклаза. В различных условиях химического выветривания возможны различные перестройки ряда (последовательности) относительной химической устойчивости различных полевых шпатов. По Ю. П. Казанскому, химическая устойчивость ортоклаза примерно равна устойчивости кислых плагио-

клазов. Наименьшей химической устойчивостью из калиевых полевых шпатов обладает санидин.

Тв. 6—6,5. Микротв. 764—824; $h_{ср}=794$. По М. М. Хрущову, также $h_{ср}(Or)=795$ кгс/мм^2. По определениям, выполненным различными исследователями, средняя микротвердость ортоклаза находится в пределах 714—815 кгс/мм^2 (наиболее часто $h_{ср}=765—795$).

Ф.-м. уст. средняя. $B_{ph}=8$.

МС высокая. $K_{1mp}=109,0$ (если принять величину $S_{ch}=350$, по А. Кайе и Ж. Трикару) или 90,3 (если принять более низкую величину $S_{ch}=290$). $B_{mp}\approx 56$.

ПФ — *a*.

Ортит — см. алланит.

Перовскит — *Pv* $CaTiO_3$.

Пл. около 4 (3,9—4,3).

Г. д. уст. промежуточная между средней и высокой. $B_{hd}=$ $=8$ (7—8).

Хим. уст. средняя или низкая. $S_{ch}\approx 150—200$ или несколько ниже. $B_{ch}\approx 5$ (4—6?). Г. С. Момджи относит перовскит (совместно с магнетитом и другими ТМ) к числу минералов, химически неустойчивых в условиях выветривания.

Тв. 5,5—6. Микротв. 925—1050 (по другим данным, 905—1250, 900—1100 *; $h_{ср}=988$. Величина микротвердости несколько выше, чем это можно было бы ожидать, исходя из приведенных значений твердости перовскита по шкале Мооса.

Ф.-м. уст. средняя, близкая к высокой, отчасти высокая. $B_{ph}=8$ (8—9).

МС средняя или низкая. $K_{1mp}\approx 37,0—49,4$ или несколько ниже. $B_{mp}\approx 11,3—15,9$ или несколько ниже.

ПФ — *a, b, m,* особенно щелочные магматические породы и связанные с ними карбонатиты.

Пикотит — *Pc*. Состав промежуточный между плеонастом (Mg, Fe) Al_2O_4 и хромпикотитом (Mg, Fe) (Cr, Al)$_2O_4$.

Пл. около 4,1—4,2.

Г. д. уст. высокая, близкая к средней. $B_{hd}=8$.

Хим. уст. весьма высокая. О. С. Кочетков в ряду убывающей химической устойчивости минералов помещает пикотит сразу же за хромитом и выше гематита, монацита, ксенотима, кианита и др. $B_{ch}\approx 11$.

Тв. около 7,5 (до 8). Микротв. около 1200—1660. $h_{ср}$, по-видимому, около 1400. Микротв. хромпикотита $h_{ср}=1194$.

Ф.-м. уст. высокая. $B_{ph}=10$ (9—11?).

МС весьма высокая. $B_{mp}\approx 38,9$.

ПФ — *b*, реже — *m*.

Пирит — *P* FeS_2.

Пл. около 5 (4,8—5,2).

Г. д. уст. высокая. $B_{hd}=10$ (9—10).

* С учетом результатов, полученных Б. Янгом и А. Миллманом.

Хим. уст. низкая. $S_{ch}=10$. $B_{ch}=2$.

Тв. 6—6,5. Микротв. 1144—1374; $h_{ср}=1295$. По данным С. И. Лебедевой [5]: $h=965\div1408$; $h_{ср}=1250$. Значения микротвердости пирита существенно выше, чем это можно предположить исходя из значений его твердости по шкале Мооса. Особенно высоки значения микротвердости пирита, указываемые в сводке Дж. Крейга и Д. Вогана: **1505—1620**. **С. Бови и К. Тейлор** приводят более низкие значения микротвердости: 1027—1240; $h_{ср}=1165$. По результатам исследований И. А. Пудовкиной существуют исключительно большие колебания значений микротвердости пирита: $h=579\div1458$.

Ф.-м. уст. высокая. $B_{ph}=9$ (9—10).

МС весьма низкая. $K_{1mp}=2{,}6$. $B_{mp}\approx5{,}7$.

ПФ — *a, b, s*. Часто аутигенный.

Пироп — *Pp* $Mg_3Al_2[SiO_4]_3$ и альмандино-пироп — *AP* $(Mg, Fe)_3Al_2[SiO_4]_3$.

Пл. около 3,5—3,85.

Г. д. уст. средняя. $B_{hd}=5$—6.

Хим. уст. средняя. $B_{ch}\approx6$ (5—7?).

Тв. 7—7,5. Микротв. $h\approx1190$. Это значение соответствует величине микротвердости центральных частей зерен пиропа из кимберлитов. Микротвердость периферических частей таких зерен, по некоторым данным, может быть значительно выше (около 1627 кгс/мм^2) вследствие природной термообработки интрателлурических кристаллов пиропа кимберлитовым расплавом.

Ф.-м. уст. высокая. $B_{ph}=9$ (9—10).

МС высокая, близкая к средней, отчасти — средняя. $B_{mp}\approx$ ≈20 (18,4—22,0). Максимальная дальность сохранения пиропа при транспортировке составляет первые десятки километров [14].

ПФ — *b, m* (кимберлиты и некоторые другие ультрамафиты, эклогиты и др.).

Пирохлор — *Pch* $(Na, Ca, Ce, U, Th)_2 (Nb, Ta, Ti)_2O_6(OH, F)$.

Пл. 3,8—5,0 (обычно 4,0—4,5, иногда 3,4—5,4), с учетом данных о плотности микролита — до 6,4.

Г. д. уст. от средней до высокой. $B_{hd}=7\div9$ (иногда 6—9, реже 4—10 (до 11), наиболее часто 8—9).

Хим. уст. весьма низкая или низкая. $S_{ch}\leqslant10$. $B_{ch}=1$ (1—2?).

Тв. 5—5,5 (до 6,5?). Микротв. 557—663; по другим данным 514—764; $h_{ср}=610$. Весьма близкие данные приводят С. Бови и К. Тейлор: $h=572\div665$; $h_{ср}=613$. Несколько более низкие значения *h* получены И. А. Пудовкиной: $h=400\div705$; $h_{ср}=552$. Микротв. гидропирохлора 514—538. По более поздним сведениям [5], микротвердость пирохлора 592—683 (кристаллический), 526—635 (полуметамиктный), 317—577 (метамиктный).

Ф.-м. уст. средняя, близкая к низкой из-за хрупкости пирохлора. $B_{ph}=7$ (6—7) или несколько менее.

МС весьма низкая. $K_{1mp} \approx 1{,}2$. $B_{mp} = 2{,}5$. По Н. А. Солодову, пирохлор по величине миграционной способности занимает промежуточное положение между колумбитом и танталитом. По другим данным [14], пирохлор уступает в данном отношении этим минералам. Дальность его сохранения при переносе от коренного источника в водной среде составляет всего 1—1,5 км [14]. А. А. Годовиков считает миграционную способность пирохлора весьма низкой и объясняет это главным образом высокой хрупкостью пирохлора. По Е. Я. Марченко и др., по химической устойчивости в гипергенных условиях и миграционной способности пирохлор существенно уступает фергусониту.

ПФ — *a* (особенно щелочные породы, а также карбонатиты), *m* (метасоматиты — альбититы, фениты и др.).

Плагиоклазы *Pl*.

Изоморфный ряд альбит (*Ab*) $Na[AlSi_3O_8]$ — анортит (*An*) $Ca[Al_2Si_2O_8]$.

Пл. 2,6 (альбит) — 2,77 (анортит).

Г. д. уст. весьма низкая. $B_{hd} = 1$.

Хим. уст. в основном низкая (от низкой или весьма низкой до средней). Обычно считается, что она последовательно убывает от альбита к анортиту. $S_{ch} = 170$ (альбит), 130 (олигоклаз), 100—110 (андезин), 80 (лабрадор), 40 (битовнит), 30 или несколько менее (анортит). Соответственно $B_{ch} = 5$ (*Ab*), 4 (*Og*, *Az*), 3 (*Lb*), 2 (*Bv*), 2—1? (*An*). Г. Б. Мильнер полагает, что наиболее устойчивым и сохраняющимся в осадочном цикле (наиболее миграционноспособным?) является не альбит, а олигоклаз.

В общем ряду химической устойчивости минералов легкой фракции плагиоклазы уступают калиевым полевым шпатам и превосходят фельдшпатоиды. Таким образом, существует следующий последовательный ряд ТМ легкой фракции в направлении уменьшения их химической устойчивости: $Q—KF—Pl\times\times(Ab—An)—Fd$, что может быть записано также в виде следующего выражения: $S_{ch}(Q) > S_{ch}(KF) > S_{ch}(Pl)\,[S_{ch}(Ab) > S_{ch}(An)] > S_{ch}(Fd)$. В некоторых условиях (аридное выветривание) наблюдается существенная перестройка данного ряда, когда химическая устойчивость плагиоклазов (или только наиболее устойчивых из них) оказывается выше устойчивости калиевых полевых шпатов ($S_{ch}(Pl) > S_{ch}(KF)$) (А. Рондо, Ж. Милло, Т. Тодд и др.). Х. Ван дер Марел показал, что в некоторых условиях выветривания и почвообразования альбит химически устойчивее калишпатов, однако олигоклаз и все другие плагиоклазы значительно уступают по химической устойчивости калишпатам.

Тв. 6—6,5.

Ф.-м. уст. средняя. $B_{ph} \approx 8$.

МС — от средней или высокой (*Ab*) до низкой или весьма низкой (*An*). K_{1mp} изменяется в пределах примерно от 52,0

(Ab) до 8,5 или менее (An). $B_{mp} \approx 40$ (Ab), 32 (Og), 24 (Az), 16 или менее (An).

ПФ — *a, m* (*Ab, Og, Az*), *b* (*Lb, Bv, An*).

Платина — *Plt*, поликсен — *Plx Pt* с примесью Fe, а также Pd, Ir, Os, Cu и др.

Пл. 15—21,5, иногда 14—15.

Г. д. уст. весьма высокая. $B_{hd}=11$.

Хим. уст. весьма высокая. $S_{ch}=600$. $B_{ch}=13$.

Тв. 4—4,5 до 5. По большинству определений, микротв. платины существенно ниже, чем ожидаемая из значений H. По С. И. Лебедевой [5], $h=70 \div 170$; $h_{ср}=120$. По более ранним определениям С. И. Лебедевой, $h=114 \div 146$; $h_{ср}=130$. Весьма близкие значения микротвердости указывают С. Бови и К. Тейлор ($h=125 \div 127$, $h_{ср}=126$), Дж. Крейг и Д. Воган ($h=122 \div 129$) и ряд других авторов. И. А. Пудовкина приводит значительно более низкие величины: $h=49 \div 70$ ($h_{ср}=60$). Иногда указываются более высокие значения h. В частности, по Е. И. Семенову и др., $h=270$, что близко соответствует величине $H=4{,}5$. Микротвердость поликсена значительно выше: 321—501; $h_{ср}=340$—470. По И. А. Пудовкиной, для поликсена $h=232 \div 338$; $h_{ср}=288$.

Ф.-м. уст. платины низкая, поликсена — средняя. $B_{ph}(Plt)=4$ (4—6). $B_{ph}(Plx)=6$.

МС платины весьма низкая, отчасти — низкая. $K_{1mp} \approx 4{,}1$ (при $\delta=17{,}5$; $h=120$). С учетом вариаций плотности платины, $K_{1mp} \approx 3{,}8$—5,1 (при $h=120$). $K_{1mp,\,max} \approx 11{,}6$ (при $h=270$; $\delta=14$). $B_{mp}=15{,}7$ (до 23,5 — при $B_{ph}=6$). С учетом исключительно высокой величины плотности платины, ее миграционную способность более правильно отражает величина $B_{1mp}=4{,}7$. $B_{1mp,\,max}=7{,}1$ (при $B_{ph}=6$). Без учета косовых концентраций дальность переноса платины в водной среде от коренных источников составляет 4—8 км [14], что существенно ниже дальности возможного переноса самарскита, фергусонита, эвксенита, лопарита. По другим данным, однако, платина считается наиболее миграционноспособным минералом россыпей ближнего сноса, превосходящим в данном отношении перечисленные минералы [14, с. 82].

ПФ — *b* (преимущественно ультрамафиты).

Плеонаст (цейлонит) — *Pn* $(Mg, Fe)Al_2O_4$.

Пл. около 3,7 (3,5—4,4).

Г. д. уст. средняя, отчасти высокая. $B_{hd}=5 \div 8$ (чаще 5—6).

Хим. уст. весьма высокая. $S_{ch} \approx 500$—550. $B_{ch} \approx 12$.

Тв. 8. Микротв. 1666—1765 (по Б. Янгу и А. Миллману).

Ф.-м. уст. высокая, $B_{ph}=11$.

МС весьма высокая. $K_{1mp} \approx 230$ или несколько более. $B_{mp} \approx 53{,}9$—58,9.

ПФ — *m, b*.

Роговая обманка — *Hb*. $(Na, K)_{0-1}(Ca, Na)_2(Mg, Fe^{2+}, Al, Fe^{3+}, Ti)_5[(Si, Al)_4O_{11}]_2(OH, F, Cl, O)_2$.

Пл. 3,0—3,45 (обычно 3,1—3,3).

Г. д. уст. низкая. $B_{hd}=3$ (2—4).

Хим. уст. низкая. По А. Кайе и Ж. Трикару, $S_{ch}=70$, $B_{ch}=3$. По результатам экспериментов Е. Никкеля [29], хим. уст. роговой обманки в некоторых условиях (в частности, при pH=0,2 и особенно при pH=3,6 и pH=10,6) значительно выше приведенных оценок. По Ю. П. Казанскому, роговая обманка в условиях выветривания уступает по химической устойчивости тремолиту и актинолиту. Однако, по А. Кайе и Ж. Трикару [23], химическая устойчивость роговой обманки и тремолита одинаковая и существенно выше устойчивости актинолита. Согласно расчетным данным П. Райхе и Ф. Лафнена [26], химическая устойчивость роговой обманки даже несколько выше (а индекс выветриваемости соответственно ниже), чем тремолита.

Тв. 5—6 (обычно 5,5—6).

Ф.-м. уст. средняя. $B_{ph}=7$.

МС средняя. $B_{mp}=12,1$.

ПФ — *a*, *m*, в меньшей степени *b*.

Рутил — *R* TiO_2.

Пл. около 4,25 (4,0—4,4; обычно 4,2—4,3). Пл. нигрина (разновидности рутила, содержащего включения $FeTiO_3$) — до 5,2.

Г. д. уст. высокая. $B_{hd}=8$.

Хим. уст. весьма высокая. $S_{ch}=610$. А. Кайе и Ж. Трикар [23] считают рутил третьим по величине химической устойчивости минералом (после циркона и турмалина). Однако, по данным одних исследователей, химическая устойчивость рутила выше устойчивости турмалина, а по данным других — и циркона. По результатам экспериментальных исследований Е. Никкеля [29], при всех значениях pH растворов в интервале от 0,2 до 10,6 рутил химически существенно устойчивее турмалина, а при pH=0,2 — и циркона. При этом в условиях pH=0,2 рутил уступает по химической устойчивости лишь кварцу, превосходя в этом отношении все другие ТМ, а при pH=3,6÷10,6 рутил обнаруживает такую же устойчивость, как и циркон, и превосходит по устойчивости все другие ТМ. $B_{ch}=13$.

Тв. 6—6,5. Микротв. рутила изменяется в широких пределах. По И. А. Пудовкиной, для черного рутила $h=569\div1079$ ($h_{1ср}=777$; $h_{2ср}=1024$), для красного рутила $h=645\div1035$ ($h_{1ср}=778$; $h_{2ср}=980$). Обычно принимается $h_{ср}(R)\approx\approx1000$ кгс/мм². Приведенные средние данные хорошо согласуются со значениями твердости рутила по шкале Мооса. С. Бови и К. Тейлор приводят более высокие значения микротвердости рутила: 1074—1210; $h_{ср}=1139$. Близкие значения указывают Дж. Крейг и Д. Воган: 1132—1187. Для рутила сарматских россыпей Украины, по данным М. Г. Дядченко и др., $h=588\div1176$ кгс/мм². А. Н. Жердева и В. К. Абулевич для рутила россыпей Приднепровья указывают еще более широкие пределы колебания величины микротвердости: 387—1206 кгс/мм².

Ф.-м. уст. средняя. $B_{ph}=8$ (7—9).

МС весьма высокая. $K_{1mp} \approx 143,5$. $B_{mp} \approx 36,8$ (до 41,3).

ПФ — *a*, *b*, *m*. Ф. Петтиджон [10] считает, что рутил наиболее распространен в основных магматических породах, и для других коренных пород (исключая осадочные) его не отмечает. По другим данным [14], основной источник терригенного рутила — метаморфические породы.

Самарскит — *Sm* (Y, La, Ca, U)(Nb, Ta, Ti, $Fe^{3+})_2O_6$.

Пл. 4,5—6,4, обычно около 5,3—5,9, чаще 5,6—5,9.

Г. д. уст. высокая и весьма высокая. $B_{hd}=10—11$.

Хим. уст. низкая. $S_{ch} \approx 50$ или, скорее, менее. $B_{ch} \approx 2$.

Тв. 5—6,5 (обычно 5—6). Микротв. 794—897; $h_{ср}=866$. Существенно более низкие (и более точно соответствующие обычной для самарскита твердости по Моосу) значения микротвердости получены Б. Янгом и А. Миллманом: $h=612 \div 645$.

Ф.-м. уст. средняя. $B_{ph}=7—8$.

МС весьма низкая, близкая к низкой. $K_{1mp, max} \approx 9$. $B_{mp, max} \approx 5,1$. По некоторым данным [14], самарскит по миграционной способности близок или несколько уступает эвксениту и фергусониту, но превосходит колумбит-танталит, касситерит и ряд других ТМ россыпей ближнего сноса. Максимальная дальность его переноса в водной среде от коренного источника составляет 15—20 км [14].

ПФ — *a* (пегматиты), *m* (метасоматиты).

Силлиманит — *Sl* Al[$AlSiO_5$].

Пл. около 3,25 (3,2—3,3).

Г. д. уст. низкая. $B_{hd}=3$.

Хим. уст. высокая или даже весьма высокая, особенно для условий поверхностного выветривания. А. Кайе и Ж. Трикар [23] приводят существенно заниженную оценку величины химической устойчивости силлиманита. По их данным, $S_{ch}(Sl)=330$ (что соответствует величине $B_{ch}=8$). Это значение S_{ch} лишь немногим выше устойчивости граната и уступает устойчивости ортоклаза, вольфрамита, барита и многих других ТМ, по оценкам указанных авторов. С учетом многочисленных фактических данных по составу различных зон кор выветривания и продуктов переотложения материала кор выветривания, а также других геологических и химических, теоретических, полевых, лабораторных и экспериментальных данных, более правильной представляется существенно более высокая оценка величины химической устойчивости силлиманита: $S_{ch} \approx 400$ (400—450 или более). Ф. Синдовский, как и многие другие исследователи, высоко оценивает химическую устойчивость силлиманита, его сопротивляемость процессам выветривания. Он относит силлиманит (совместно с кианитом, ставролитом и др.) к VI группе незначительно (слабо) выветриваемых минералов, уступающей в данном отношении лишь практически невыветриваемым минералам VII группы — циркону, рутилу и турмалину и существенно превосходящей по химической устойчивости даже анатаз и брукит, а также титанит, андалузит и другие ТМ тяжелой

фракции. По расчетным данным П. Райхе и Ф. Лафнена [26], силлиманит по величине химической устойчивости в условиях выветривания сходен с кварцем. Наиболее полный диапазон колебания значений $S_{ch}(Sl)$, с учетом значительных колебаний условий поверхностного выветривания, а также условий постседиментационного внутрислойного растворения, находится, возможно, в пределах 350 (330?)—500. Таким образом, можно принять, что $B_{ch}(Sl) \approx 10$ (9—11 или даже 8?—12?). По Ф. Петтиджону, химическая устойчивость силлиманита в условиях постседиментационного внутрислойного растворения является низкой, промежуточной по величине между устойчивостью авгита и гиперстена и значительной более низкой, чем устойчивость большинства ТМ, в том числе биотита, магнетита, роговой обманки. Такая оценка химической устойчивости силлиманита представляется в значительной степени заниженной, не соответствующей действительным соотношениям устойчивости ТМ. Проведенное автором изучение ТМ различных по возрасту осадочных образований Украины, Кавказа и ряда других областей свидетельствует, в частности, о значительном распространении силлиманита не только в мезозойских и кайнозойских отложениях, но и в отложениях палеозойского возраста, например в глубокопогруженных (4000 м и более) нижнекаменноугольных отложениях Днепровско-Донецкой впадины, находящихся на стадии весьма глубокого постседиментационного преобразования, соответствующего кварц-диккитовой фации апокатагенеза (по системе стадиальных терминологических обозначений, предложенной Н. Б. Вассоевичем), глубинного катагенеза (эпигенеза, по А. Г. Коссовской) или раннего метагенеза (по Н. В. Логвиненко). Тем не менее, в соответствии с данными Л. и К. Драйденов, Р. Вейля, Ф. Петтиджона и др., альмандин и апатит в условиях внутрислойного растворения обнаруживают значительно бóльшую химическую устойчивость, чем в условиях поверхностного выветривания; силлиманит, наоборот, в условиях поверхностного выветривания, по-видимому, существенно более устойчив, чем в условиях внутрислойного растворения. Первый из этих типов соотношений химической устойчивости ТМ в условиях поверхностного выветривания и в условиях внутрислойного растворения, с использованием введенных в данной работе обозначений, может быть записан в виде $S_{ch(w)} < S_{ch(is)}$ и обозначен как тип A (тип альмандина, а также других гранатов, апатита и некоторых других ТМ, в том числе, по-видимому, полевых шпатов, мусковита, возможно, эпидота и др.). Второй тип отмеченных соотношений может быть записан в виде $S_{ch(w)} > S_{ch(is)}$ и обозначен как тип Sl или S (тип силлиманита, ставролита, а также кварца, андалузита, топаза и др.). Можно выделить и третий тип соотношений, когда $S_{ch(w)} \approx S_{ch(is)}$ или тип B (тип биотита, а также авгита, актинолита, оливина и др.). Обоснованная и однозначная оценка характера (типа) соотношений $S_{ch(w)}$ и $S_{ch(is)}$ для многих ТМ по-

ка затруднительна прежде всего в связи с недостаточностью и противоречивостью имеющихся сведений о химической устойчивости ТМ в различных природных условиях. В частности, по Г. Висенедеру, $S_{ch(w)}(Sl) \approx S_{ch(is)}(Sl)$, т. е. силлиманит должен быть отнесен к типу B, а не к Sl (или S). Впрочем, по Г. Висенедеру, для 12 наиболее распространенных ТМ (рутил, циркон, турмалин, ставролит, кианит, силлиманит, эпидот, гранат, апатит, роговая обманка, авгит и оливин) тип Sl (S) вообще не устанавливается (если не считать небольших вариаций в химической устойчивости ставролита), для граната и апатита соотношения $S_{ch(w)}$ и $S_{ch(is)}$ соответствуют типу A, а для всех остальных перечисленных 10 минералов — типу B. Указываемые Г. Висенедером колебания соотношений химической устойчивости ставролита и кианита $(S_{ch(w)}(S) > S_{ch(w)}(K)$, $S_{ch(is)}(S) < S_{ch(is)}(K)$) опровергаются результатами более ранних исследований Ф. Петтиджона и др., а также более поздних — А. А. Кухаренко, Г. Фюхтбауэра, Е. Никкеля, В.-Д. Гримма, А. Мортона и др.

Тв. около 7 (6—7,5).

Ф.-м. уст. высокая, близкая к средней. $B_{ph}=9$ (8—9).

МС весьма высокая. $B_{mp} \approx 52$ (42—62 или несколько менее в зависимости от величины $S_{ch}(Sl)$.

ПФ — *m*.

Ставролит — S $(Fe^{2+}, Mg)_2(Al, Fe^{3+})_9[SiO_4]_4O_6(O, OH)_2$.

Пл. около 3,75 (3,5—3,95), обычно 3,6—3,8.

Г. д. уст. средняя. $B_{hd}=6$ (5—6).

Хим. уст. высокая, отчасти, возможно, весьма высокая. По А. Кайе и Ж. Трикару [23], ставролит обладает средней химической устойчивостью ($S_{ch}=270$ и соответственно $B_{ch}=7$) и уступает титаниту, флюориту, микроклину, ортоклазу, гранатам и другим минералам. Подобная оценка величины химической устойчивости ставролита представляется заниженной. На основании фактических данных можно принять, что при поверхностном выветривании $S_{ch(w)}(S) \approx 380$ (350—400) ($B_{ch(w)}=9$), а для условий постседиментационного внутрислойного растворения $S_{ch(is)}(S) \approx 400—450$ ($B_{ch(is)}=10$). В весьма различных условиях выветривания и внутрислойного растворения химическая устойчивость ставролита изменяется, возможно, в более широких пределах: $B_{ch}=8$ (7?)—10 (11?). В некоторых природных условиях относительная химическая устойчивость ставролита, вероятно, еще более высокая (по данным Х. Ван дер Марела, К. Лемке, В. Энгельгардта, Г. Фюхтбауэра и др.). Так, по мнению Х. Ван дер Марела, в некоторых условиях выветривания и почвообразования ставролит по химической устойчивости занимает промежуточное положение между рутилом и цирконом.

Представляет интерес вопрос о соотношении величин химической устойчивости ставролита и кианита. По мнению большинства исследователей, эти минералы обладают близкой хими-

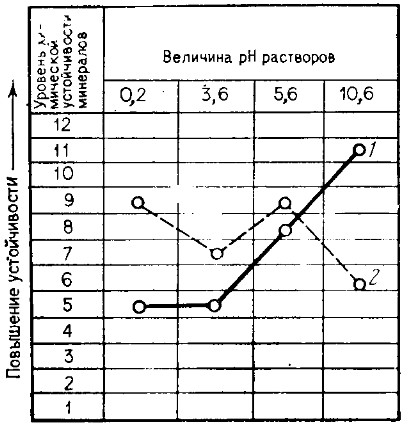


Рис. 10. Соотношения уровней химической устойчивости ставролита (*1*) и кианита (*2*) при различных значениях pH раствора, по результатам экспериментальных определений Е. Никкеля

ческой устойчивостью. При этом Р. Вейль, К. Лемке, В. Энгельгардт, Г. Фюхтбауэр, О. С. Кочетков и др. считают, что устойчивость ставролита несколько выше, чем кианита, Л. и К. Драйдены, Р. Вейль, Г. Вернер, А. А. Кухаренко, Ю. П. Казанский, В.-Д. Гримм и др. полагают, что кианит химически более устойчив, чем ставролит, а Ф. Синдовский, А. Кайе, Ж. Трикар, С. Бустамант и др. считают химическую устойчивость этих минералов примерно равной.

Имеющиеся в настоящее время фактические (в том числе экспериментальные) данные Г. Фюхтбауэра, Е. Никкеля, В.-Д. Гримма, А. Мортона и других ученых позволяют полагать, что соотношения между величинами химической устойчивости этих минералов в разнообразных природных условиях различны. В условиях поверхностного химического выветривания при низких значениях pH (кислая среда) кианит химически более устойчив, чем ставролит. При высоких значениях pH растворов (щелочная среда), в частности в условиях постседиментационного внутрислойного растворения, наоборот, ставролит более устойчив, чем кианит (рис. 10).

Тв. 7—7,5. С. Н. Цымбал и Ю. А. Полканов для ставролита титано-циркониевых россыпей Украины указывают значения микротвердости, существенно более высокие, чем те, которые можно было бы ожидать исходя из определения величины твердости ставролита по шкале Мооса: $h = 1400 \div 1737$ кгс/мм^2. По И. И. Болдыреву и Л. И. Морозовой, $h(S) = 1330$ кгс/мм^2.

Ф.-м. уст. высокая. $B_{ph} = 10$ (9—11?).

МС высокая или, скорее, весьма высокая. Даже если принять самые низкие из приведенных выше оценок химической устойчивости ставролита ($S_{ch} = 270$; $B_{ch} = 7$) и микротвердости ($h = 1330$), то получаем $K_{1mp} = 95{,}8$ и $B_{mp} = 28{,}6$, что, по принятой выше классификационной шкале (см. табл. 54), соответствует высокой МС. Если же принять более высокое (более правильное) значение химической устойчивости ставролита ($S_{ch} = 380$; соответственно $B_{ch} = 9$), то и при нижнем значении $h = 1330$ получаем $K_{1mp} = 134{,}8$; $B_{mp} = 36{,}7$, что по этой же шкале (см. табл. 54, 56) соответствует весьма высокой МС.

ПФ — *т*.

С ф е н — см. титанит.

Т а н т а л и т — *Tn* (Fe, Mn) (Ta, Nb)$_2$O$_6$.

Пл. около 8 (7,9—8,2).

Г. д. уст. весьма высокая. $B_{hd}=11$.

Хим. уст. высокая или средняя. $S_{ch}\approx300—400?$. $B_{ch}=8—9$ (7—9).

Тв. 6—6,5 (по некоторым данным, 5—7,5?). Микротв. 700—1070; $h_{ср}=913$; по другим данным, $h=870\div900$. По данным И. А. Пудовкиной, $h=681\div991$; $h_{1ср}=705$, $h_{2ср}=954$. По С. Бови и К. Тейлору, $h=724\div882$; $h_{ср}=803$.

Ф.-м. уст. средняя. $B_{ph}=8$.

МС средняя или низкая. $K_{1mp}\approx45{,}6$. $B_{mp}=21{,}7$. Приведенные значения K_{1mp} и B_{mp} близки к максимальным для танталита. $B_{1mp}\approx7{,}2$. По Н. А. Солодову, миграционная способность танталита существенно ниже, чем колумбита. Аналогичные данные по соотношению МС танталита и колумбита приведены также в Словаре по геологии россыпей [14]. Там же, однако, имеются данные, свидетельствующие о более высокой МС танталита по сравнению с МС колумбита. Возможное максимальное удаление танталита от коренных источников, по одним данным, составляет 5 км, по другим — 2,5 км [14].

ПФ — *a*.

Т и т а н и т (сфен) — *Tt* CaTi[SiO$_4$]O.

Пл. около 3,5 (3,3—3,65; обычно 3,4—3,6).

Г. д. уст. промежуточная между средней и низкой. $B_{hd}=4\div5$.

Хим. уст. средняя. По А. Кайе и Ж. Трикару, $S_{ch}=280$. Эта оценка, по-видимому, несколько завышена. Более правильным представляется значение $S_{ch}\approx240$. $B_{ch}=6—7$.

Тв. 5—6, обычно 5—5,5. Микротв. 658—683; $h_{ср}=679$. По Б. Янгу и А. Миллману, $h=752\div853$.

Ф.-м. уст. средняя. $B_{ph}=7$.

МС средняя. $K_{1mp}=54{,}3$ или, несколько меньше — около 46,6 (с учетом значения $S_{ch}\approx240$). $B_{mp}\approx18{,}8—21{,}0$ (до 24,5?).

ПФ — *a, m*.

Т и т а н о м а г н е т и т — *Ttm* Fe$_{3-x}$Ti$_x$O$_4$.

Вопрос о составе титаномагнетита дискуссионен. По-видимому, в различных случаях состав титаномагнетита в той или иной мере различен и близко соответствует одной из следующих формул: $Fe_3O_4\cdot TiO_2$; $Fe_3O_4\cdot FeTiO_3$; $Fe_3O_4\cdot Fe_2TiO_4$.

Пл. около 4,8 (4,5—5,0).

Г. д. уст. высокая. $B_{hd}=9$.

Хим. уст. средняя. $S_{ch}\approx150$ (150—200?). $B_{ch}\approx5$ (5—6).

Тв. 5,5—6. Ф. В. Чухров, с учетом результатов, полученных различными исследователями по различным образцам, указывает для титаномагнетита следующие значения микротвердости: $h=556\div813$. И. А. Пудовкина приводит более низкие значения: $h=475\div659$; $h_{ср}=520$. Примерно такие же значения микротвер-

дости титаномагнетита приводит и С. И. Лебедева [5]: $h=460\div$ $\div 642$.

Ф.-м. уст. средняя. $B_{ph}\approx 7$ (6—8).

МС средняя. $K_{1mp}\approx 16,2$ или несколько более. $B_{mp}\approx 11,7$.

ПФ — *b*, в меньшей степени *m*, в еще меньшей — *a* (щелочные породы).

Турмалин — *T* (Na, Ca)(Mg, Fe)$_3$Al$_6$[Si$_6$O$_{18}$][BO$_3$]$_3$(OH, F)$_4$.

Пл. около 3,0 (дравит) — 3,25 (шерл) (2,9—3,3).

Г. д. уст. низкая. $B_{hd}=2$ (2—3).

Хим. уст. весьма высокая. $S_{ch}=630$. $B_{ch}=13$ (12—13). По А. Кайе и Ж. Трикару, турмалин является вторым по величине химической устойчивости минералом и уступает лишь циркону. Существует мнение, что турмалин химически более устойчив, чем циркон (Х. А. Вийдинг, А. Э. Клеесмент). По данным Ю. П. Казанского и других исследователей, в условиях поверхностного выветривания турмалин представляет собой один из химически наиболее устойчивых минералов и его реликты (наряду с реликтами циркона, рутила и кварца) сохраняются даже в самой верхней зоне охр и окислов каолинового профиля выветривания. Однако, по результатам экспериментов Е. Никкеля [29], химическая устойчивость турмалина в некоторых условиях (в частности, при pH=3,6 и pH=10,6) не столь велика и ниже устойчивости целого ряда ТМ. По экспериментальным данным С. Бустаманта, турмалин также считается одним из наиболее устойчивых химически ТМ, но уступает циркону, рутилу, анатазу и брукиту.

Тв. 7—7,5. Микротв. 1070—1186; $h_{ср}=1133$ или 1130. Иногда указывают более высокие значения микротвердости — до 1626 кгс/мм^2.

Ф.-м. уст. высокая. $B_{ph}=9$.

МС весьма высокая. $K_{1mp}=215,7\div 245,5$ (обычно 226,0—237,3). $B_{mp}=83,0$.

ПФ — *a*, *m*.

Фергусонит — *Fg* (Y, TR, U, Ca, Th)(Nb, Ta, Ti)O$_4$.

Г. д. уст. весьма высокая, частично — высокая. $B_{hd}=11$, частично 10.

Г. д. весьма высокая, частично — высокая. $B_{hd}=11$, частично 10.

Хим. уст. низкая. $S_{ch}\approx 50$, $B_{ch}\approx 2$ (2—3).

Тв. обычно около 6 (5,5—7). Микротв. 683—897; $h_{ср}=755$. Практически такие же данные по величине микротвердости фергусонита получены И. А. Пудовкиной: $h=681\div 842$; $h_{ср}=761$. Несколько более низкие верхние значения микротвердости указывают Б. Янг и А. Миллман: $h=689\div 757$.

Ф.-м. уст. средняя. $B_{ph}=8$ (7—8).

МС весьма низкая или низкая. $K_{1mp}\approx 6,7$. $B_{mp}\approx 4,8$ или несколько более (до 7,2). По Н. А. Солодову, МС фергусонита существенно более высокая — выше миграционной способности

колумбита, пирохлора, стрюверита, танталита и ряда других минералов. Максимальная дальность переноса фергусонита в водной среде от коренного источника может достигать 15—20 км [14].

ПФ — *a* (гранитоиды, пегматиты, карбонатиты).

Флюорит — *Fl* CaF_2.

Пл. около 3,2 (3,0—3,25, чаще 3,15—3,20).

Г. д. уст. низкая. $B_{hd}=3$ (2—3).

Хим. уст. средняя или, скорее, низкая. $S_{ch}=280$. Эта оценка А. Кайе и Ж. Трикара, по-видимому, является завышенной. $B_{ch}=7$ (скорее, 4—7?). По шкале растворимости минералов А. С. Поваренных флюорит занимает весьма низкое положение — в одной группе с гипсом, кальцитом, арагонитом и др. и ниже пирротина, антимонита и др. По экспериментальным данным С. Бустаманта, флюорит химически весьма мало устойчивый минерал и уступает в данном отношении даже обыкновенной и базальтической роговой обманке, энстатиту, авгиту, титан-авгиту. По Л. З. Быховскому и др., флюорит химически устойчив в условиях поверхностного выветривания.

Тв. 4. Микротв. 169—200; $h_{ср}=180$. Весьма близкие значения величины микротвердости флюорита получили также М. М. Хрущов и ряд других авторов. По И. А. Пудовкиной, $h=135\div196$; $h_{ср}=165$. По результатам многочисленных определений, выполненных различными авторами, $h_{ср}(Fl)=165\div217$, наиболее часто 180—190.

Ф.-м. уст. низкая. $B_{ph}=5$.

МС низкая. $K_{1mp}=15{,}7$ или менее. $B_{mp}\approx20{,}3$ (?) или, скорее, менее (около 11,6).

ПФ — *a*, в значительно меньшей степени — *m* и *s*.

Хлоритоид — *Chd* $(Fe^{2+}, Mg, Mn)_2(Al, Fe^{3+})Al_3[SiO_4]_2\times$ $\times O_2(OH)_4$.

Пл. около 3,5 (3,2—3,8). По Ф. Тиккелю, $\delta=3{,}3$. По А. А. Годовикову, $\delta=3{,}6$.

Г. д. уст. низкая и средняя. $B_{hd}\approx4$—5 (3—6).

Хим. уст. средняя. $B_{ch}\approx6$ (5—7?). Более низкой химической устойчивостью обладает марганцовистая разновидность (оттрелит).

Тв. 5—6,5, иногда до 7 (?) (обычно 6—6,5).

Ф.-м. уст. средняя. $B_{ph}=8$ (7—8).

МС высокая, близкая к средней. $B_{mp}\approx21{,}4$—24,0.

ПФ — *m*.

Хлориты — *Chl*

Наиболее распространены пеннин (*Pnn*) — $(Mg, Fe)_5Al\times$ $\times[AlSi_3O_{10}](OH)_8$ и клинохлор (*Cl*) — $(Mg, Fe)_5Al[(Al, Si)\times$ $SiO_5]_2(OH)_8$.

Пл. около 2,7 (2,6—2,8, иногда — до 3,1, по некоторым данным, до 3,4).

Г. д. уст. весьма низкая, иногда — низкая. $B_{hd}=1$ (иногда 2—3?).

Хим. уст. низкая. Особенно низкой химической устойчивостью характеризуются лептохлориты. По А. Кайе и Ж. Трикару [23], однако, $S_{ch}(Chl)=400$, что соответствует $B_{ch}=9\div\div10$ (высокая хим. уст.) и существенно выше химической устойчивости барита, силлиманита, кианита, ставролита, гранатов, гематита, ильменита и многих других ТМ. Подобная оценка величины химической устойчивости хлоритов для условий поверхностного выветривания представляется сильно завышенной. Более соответствующим действительности представляется значение $S_{ch}(Chl)\approx100$ (50—100), что соответствует значению $B_{ch}=3$ (2—3), или даже еще более низкое значение S_{ch}. По В. А. Калюжному, пеннин в условиях формирования каолиновой коры выветривания обладает низкой химической устойчивостью и уступает андезину и биотиту. По Ф. Шефферу, в серобурых подзолистых почвах хлорит устойчивее биотита и пироксенов, но менее устойчив, чем амфиболы, плагиоклазы, калишпат, эпидот и др. По Ю. П. Казанскому, при формировании каолиновой коры выветривания железистые хлориты по химической устойчивости близки к средним и основным плагиоклазам, глаукониту, возможно, нефелину, большинству пироксенов и др., тогда как пеннин и клинохлор обладают более высокой устойчивостью, близкой к таковой кислых плагиоклазов, эпидота, цоизита, тремолита и др.

Тв. 2—2,5 (до 3).

Ф.-м. уст. весьма низкая. $B_{ph}\approx2$.

МС низкая, отчасти весьма низкая. С учетом принимаемого значения $B_{ch}(Chl)=3$, $B_{mp}=4{,}26—6{,}0$.

ПФ — *m* (сланцы, метасоматиты), *a* (гидротермалиты).

Хромит (хромиты, хромшпинели, хромшпинелиды) — *Chr*. К этой группе относятся собственно хромит $FeCr_2O_4$ (в чистом виде в земных образованиях не установлен), магнохромит $(Mg, Fe)Cr_2O_4$, хромпикотит $(Mg, Fe)(Cr, Al)_2O_4$, алюмохромит $Fe(Cr, Al)_2O_4$, а также некоторые близкие к ним по составу разности.

Пл. 3,9—5,1, обычно 4,3—5,0.

Г. д. уст. в основном высокая. $B_{hd}=7—10$, в основном 8—9 (чаще 9).

Хим. уст. весьма высокая или отчасти высокая. $S_{ch(w)}\approx550$ (500—550) или несколько ниже (450—550). $B_{ch(w)}\approx12$ (10—12) отчасти 13 (?). В условиях постседиментационного внутрислойного растворения хромшпинелиды, по-видимому, относительно менее устойчивы (в зоне глубинного катагенеза).

Тв. 5,5—7,5. Микротв. хромита 1036—1566, $h_{ср}=1375$. По Б. Янгу и А. Миллману, $h=1246—1519$. По Дж. Крейгу и Д. Вогану, $h=1332$. Микротв. хромшпинели типа хромпикотита 1317—1366; $h_{ср}=1335$. Более низкие значения микротвердости хромита приводят С. Бови и К. Тейлор: $h=1195\div1210$, $h_{ср}=1206$, что примерно соответствует величине микротвердости магнохроми-

та ($h_{ср}$=1221), по С. И. Лебедевой [5]. Значительно более низкие величины микротвердости получены для хромита (как и для ряда других ТМ) И. А. Пудовкиной: h=645÷946, $h_{ср}$=800.

Ф.-м. уст. высокая. B_{ph}=10 (9—10).

МС весьма высокая. $K_{1mp}\approx157,6$. $B_{mp}\approx40,0$.

ПФ — b.

Цейлонит — см. плеонаст.

Циркон — Z $Zr[SiO_4]$.

Пл. около 4,7 (обычно 4,5—4,85; иногда 4,0—5,1). Существенное снижение плотности (до 4,0 и даже менее) характерно для метамиктного циркона (малакона и циртолита).

Г. д. уст. высокая. B_{hd}=9 (иногда 8—10).

Хим. уст. весьма высокая. По А. Кайе и Ж. Трикару [23], циркон обладает высшей среди ТМ химической устойчивостью (S_{ch}=710) и существенно превосходит даже ближайшие по величине химической устойчивости минералы — турмалин и рутил. Несколько менее устойчивы химически малакон и циртолит. $B_{ch}(Z)$=13. Эти данные подтверждаются и результатами экспериментов Е. Никкеля [29] в интервале значений pH=3,6÷÷10,6. Однако для растворов с pH=0,2 химическая устойчивость циркона, по данным Е. Никкеля, существенно ниже и уступает устойчивости кварца, рутила, мусковита, кианита и турмалина (из 12 изученных наиболее распространенных ТМ). Весьма сходные результаты для некоторых условий выветривания и подзолистого почвообразования были получены ранее Х. Ван дер Марелом. Согласно полученным им данным, циркон оказался химически значительно устойчивее мусковита, но менее устойчив, чем кварц, турмалин, рутил и ставролит. Д. Кэролл, изучавшая выветриваемость циркона, отметила, что в сильнощелочных средах может происходить частичное химическое разложение циркона. По А. А. Кухаренко, в условиях химического выветривания циркон по устойчивости превосходит все ТМ, за исключением корунда и алмаза. По Ф. Петтиджону, при постседиментационном внутрислойном растворении циркон уступает анатазу, мусковиту и рутилу и превосходит все остальные (из распространенных) ТМ.

Тв. 6,5—7,5 (по некоторым данным, 8). Микротв. 841—1468; $h_{1ср}$=1047; $h_{2ср}$=1276. Микротв. метамиктного циркона значительно ниже (300—841 кгс/мм^2). По С. И. Лебедевой [5], микротвердость слабометамиктного циркона 716—1228; $h_{ср}$=980; микротвердость среднеметамиктного циртолита 401—918; $h_{ср}$= =570; микротвердость сильно метамиктного циртолита 375—779; $h_{ср}$=500. По данным В. А. Ермолаева и А. М. Кузьмина, микротв, циркона может достигать 2000 кгс/мм^2, а в отдельных точках и более (до 2900 кгс/мм^2). Средняя же микротвердость циркона, установленная этими исследователями, близка к приведенным выше значениям, по С. И. Лебедевой. Гораздо более низкую величину микротвердости циркона приводит И. А. Пудовкина: h=509÷813. Близкие значения микротвердости уста-

новила С. И. Лебедева [5] для одной из разновидностей циркона — наэгита: $h=565\div658$; $h_{ср}=610$.

Ф.-м. уст. высокая, отчасти средняя (?). $B_{ph}=9$ (8—10, иногда до 11?).

Циркон, очевидно, самый устойчивый (особенно химически) минерал в различных (хотя и не абсолютно всех) условиях поверхностной зоны земной коры, седименто- и стратисферы, или, во всяком случае, один из самых устойчивых минералов. Весьма показательно то, что именно цирконом, а не каким-либо иным минералом оказались представлены сохранившиеся до наших дней древнейшие (возраст около 4,1—4,2 млрд. лет) из ТМ (данные У. Компстона).

МС весьма высокая $K_{1mp}=175,5$ (158,2—192,8). $B_{mp}=39,0$. МС циртолита и малакона существенно более низкая.

ПФ — *a*, в меньшей степени — *m*, в еще меньшей — *b*.

Ц о и з и т — *Zs* $Ca_2Al_3[SiO_4][Si_2O_7]O(OH)$.

Пл. около 3,3 (3,15—3,4).

Г. д. уст. низкая. $B_{hd}=4$ (3—4).

Хим. уст. низкая. $S_{ch}=70$. $B_{ch}=3.3$. Ф. Синдовский считает химическую устойчивость цоизита и эпидота близкой и относит их к группе сравнительно легко выветриваемых минералов (III группа из выделяемых им семи групп возрастающей устойчивости ТМ к выветриванию). По его оценкам, цоизит (и эпидот) в условиях выветривания устойчивее апатита, авгита, амфиболов, граната, но уступает титаниту, андалузиту и еще более устойчивым минералам.

Тв. 6—6,5.

Ф.-м. уст. средняя. $B_{ph}=8$.

МС средняя. $B_{mp}=12$.

ПФ — *m*, в значительно меньшей степени — *b*.

Ш е е л и т — S_{ch} $Ca[WO_4]$.

Пл. около 6,1 (5,8—6,2).

Г. д. уст. весьма высокая. $B_{hd}=11$.

Хим. уст. низкая или средняя (?). $S_{ch}\approx150$ (100—200?). $B_{ch}\approx4$ (3—6?). По шкале растворимости минералов А. С. Поваренных шеелит занимает исключительно низкое положение (в одной группе с гипсом, кальцитом и др.).

Тв. 4—5,5 (обычно 4,5—5). Микротв. 392—412; $h_{ср}=402$. Весьма близкие значения микротвердости шеелита ($h=387\div\div409$) указаны в сводке Дж. Крейга и Д. Вогана. По С. Бови и К. Тейлору, $h=285\div429$; $h_{ср}=348$. Гораздо более низкие значения величины микротвердости шеелита приводит И. А. Пудовкина: $h=192\div254$; $h_{ср}=225$.

Ф.-м. уст. средняя. $B_{ph}=6$.

МС низкая или весьма низкая. $K_{1mp}=6,6\div13,2$ (?). $B_{mp}\approx\approx5,4$—7,2. Максимальная дальность возможного переноса шеелита от коренного источника составляет первые километры [14]. По И. М. Озерову, шеелит может транспортироваться от источника сноса на расстояние 3,5, реже 10 км, а иногда и более.

ПФ — *a, m* (скарны, грейзены и др.).

Шпинель — *Sp* $MgAl_2O_4$.

Пл. около 3,6 (3,5—3,7, по некоторым данным, до 4,1).

Г. д. уст. средняя. B_{hd}=5 (5—6).

Хим. уст. весьма высокая. S_{ch}=550. B_{ch}=12 (12—13).

Тв. 7,5—8 (до 8,25). Микротв. 1378—1505.

Ф.-м. уст. высокая. B_{ph}=10.

МС весьма высокая. K_{1mp}≈214,0. B_{mp}=53,6.

ПФ — *b, m,* (особенно скарны), значительно реже — *a*.

Эвксенит — *Ex* (Y, Ca, Ce, U, Th) (Nb, Ta, Ti)$_2O_6$.

Пл. 4,3—5,9, обычно 4,5—5,4.

Г. д. уст. высокая, отчасти — весьма высокая. B_{hd}=8—11 (обычно 9—10).

Хим. уст. низкая, близкая к средней (хотя среди редкоземельных минералов эвксенит является одним из наиболее устойчивых). S_{ch}≈100—150? B_{ch}≈3—4.

Тв. 5,5—6,5. Микротв. 680—735; $h_{ср}$=725. Близкие значения приводят С. Бови, К. Тейлор и И. А. Пудовкина: h=599—782; $h_{ср}$=707.

Ф.-м. уст. средняя. B_{ph}=7—8.

МС низкая или отчасти средняя (?). Среди редкоземельных минералов эвксенит — один из наиболее миграционноспособных. K_{1mp}≈16—24. B_{mp}≈7—11. По [14], эвксенит может транспортироваться на расстояние до 20 км от коренного источника. Существенно ниже оценивается МС поликраза — разновидности эвксенита, обогащенной титаном [14].

ПФ — *a* (пегматиты, в меньшей степени — граниты).

Эгирин — *Aeg* $NaFe[Si_2O_6]$.

Пл. 3,4—3,6 (обычно 3,5—3,6).

Г. д. уст. средняя, отчасти низкая. B_{hd}=5 (4—5).

Хим. уст. низкая. S_{ch}≈10 (10—20?). B_{ch}=2. Данные А. А. Кухаренко, Ю. П. Казанского и других о химической устойчивости эгирина противоречивы. Иногда высказывается мнение о том, что эгирин является химически наиболее устойчивым из пироксенов (Ю. П. Казанский и др.). По А. А. Кухаренко, в ряду возрастающей химической устойчивости минералов эгирин непосредственно следует за пиритом и оливином и предшествует ромбическим пироксенам.

Тв. 5—6. Микротв. 764—824; $h_{ср}$=803.

Ф.-м. уст. средняя. B_{ph}=8.

МС весьма низкая. K_{1mp}≈2,2—2,3.B_{mp}=7,1.

ПФ — *a* (щелочные магматические породы).

Близкими седименто- и литогеническими свойствами обладает и эгирин-авгит (Na, Ca) (Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al) $[Si_2O_6]$.

Энстатит — *En* $Mg_2[Si_2O_6]$.

Пл. около 3,2 (3,1—3,3).

Г. д. уст. низкая B_{hd}=3.

Хим. уст. низкая. S_{ch}=15. B_{ch}=2. По экспериментальным данным С. Бустаманта, энстатит химически более устойчив, чем

гиперстен, и близок в данном отношении к авгиту. Вычисленный Ф. Лафненом [26] из теоретической формулы минерала индекс выветриваемости (I_w) энстатита равен значению I_w диопсида и существенно выше средней величины I_w авгита, полученной П. Райхе.

Тв. 5,5 (5—6).

Ф.-м. уст. средняя. $B_{ph}=7$.

МС низкая. $B_{mp}=8{,}1$.

ПФ — *b*, в меньшей степени — *m*.

Эпидот — *E* $Ca_2FeAl_2[SiO_4][Si_2O_7]O(OH)$.

Пл. 3,2—3,55, наиболее часто 3,4—3,5.

Г. д. уст. низкая. $B_{hd}=4$ (3—4).

Хим. уст. промежуточная между низкой и средней. $S_{ch}=110$ или, скорее, несколько выше, примерно 150—160. $B_{ch}=4$—5. Весьма противоречивы сведения о химической устойчивости эпидота в условиях внутрислойного (внутрипластового) растворения. Большинство исследователей полагает, что устойчивость эпидота в этих условиях примерно такова же, как при поверхностном выветривании, или ненамного выше. Иногда считают, что $S_{ch(is)}(E) \gg S_{ch(w)}(E)$, а по О. А. Черникову, в условиях внутрислойного растворения эпидот химически даже более устойчив, чем кварц, а также обломки кварцитов, все полевые шпаты, апатит, биотит (который Ф. Петтиджон, в отличие от большинства других ученых, считает высокоустойчивым в этих условиях). По величине вычисленного Ф. Лафненом [26] индекса выветриваемости эпидот занимает промежуточное положение между роговой обманкой и полевыми шпатами.

Тв. 6—7.

Ф.-м. уст. средняя. $B_{ph}=8$.

МС средняя. $B_{mp}=16$—20.

ПФ — *m*, в значительно меньшей степени — *b*.

Эшинит - приорит — *Esh* — *Prt*.

Изоморфный ряд (Ce, Ca)(Nb, Ti)$_2$O$_6$ (*Esh*) — Y(Nb,Ti)$_2$O$_6$ (*Prt*).

Пл. 4,5—5,3, обычно 4,9—5,3, иногда 3,9—5,8.

Г. д. уст. обычно высокая. $B_{hd}=9$—10, иногда 8 (и даже 7) — 11.

Хим. уст., по-видимому, весьма низкая. $S_{ch} \leqslant 10$. $B_{ch}=1$.

Тв. 5—6 (до 6,5). Микротв. эшинита 593—734; $h_{ср}=690$. По И. А. Пудовкиной, микротв. эшинита 542—753; $h_{ср}=613$; микротв. приорита 657—834; $h_{ср}=745$.

Ф.-м. уст. средняя. $B_{ph}=7$.

МС весьма низкая. $K_{1mp} \approx 1{,}5$. $B_{mp}=2{,}2$—2,3. В осадочных толщах встречаются «лишь в непосредственной близости от источника питания» [14].

ПФ — *a* (пегматиты, щелочные породы, карбонатиты).

* *
*

В качестве терригенных в различных работах иногда отмечаются ангидрит, антигорит, астрофиллит, аутунит (отенит), баркевикит, бенитоит, браннерит, везувиан, волластонит, гадолинит, гастингсит, гейландит, гипс, джалмаит, доломит, жадеит, ильменорутил, кальцит, карфолит, кроссит, лавсонит, лепидолит, нефелин, паризит, пиролюзит, пирофиллит, псевдобрукит, псиломелан, пумпеллиит, ромеит, симпсонит, скаполит, содалит, сперрилит, сподумен, стильпномелан, стрюверит, тальк, тапиолит, топаз, торианит, торит, торолит, уранинит, фенакит, флогопит, флоренсит, хризоберилл, хризотил, эвдиалит, эвклаз, энигматит и многие другие минералы и минеральные разновидности. Их характеристика в данной работе не приводится в связи с большой редкостью присутствия в отложениях в качестве ТМ (а иногда — и недостаточной достоверностью указаний об их присутствии либо указаний об их терригенной природе) и недостаточностью имеющихся сведений о седименто- и литогенических свойствах некоторых из них.

Завершая краткую характеристику основных седименто- и литогенических свойств ТМ, автор выражает уверенность, что в результате последующих исследований будут получены новые данные по характеристике ТМ, подтверждены и обоснованы некоторые из приведенных выше материалов, уточнены те или иные сведения, существенно детализирована характеристика рассмотренных и других ТМ осадочных толщ. Важность и необходимость подобных исследований для успешного развития терригенной минералогии и широкого эффективного использования ее результатов несомненны.

Глава VI

КЛАССИФИКАЦИЯ ТЕРРИГЕННЫХ МИНЕРАЛОВ

Разработка классификации ТМ — одна из важнейших задач терригенной минералогии.

Такая основополагающая классификация, которая позволила бы систематизировать сведения о ТМ с учетом свойств и особенностей минералов и представить разрозненные данные в виде стройной *системы,* необходима. Очень важно также, чтобы классификация была основана на *количественных* оценках свойств ТМ.

Речь должна идти не о минералогической систематике. Соответствующие сведения имеются в многочисленных руководствах, и нет необходимости повторения их в данной работе. Автор рассматривает собственно *литологическую* классификацию ТМ с учетом их генетической специфики, их седименто- и литогенических свойств, определяющих их поведение в осадочном процессе и как результат этого — особенности распределения ТМ в осадочных толщах и стратисфере в целом. В каче-

стве таких свойств были отмечены их химическая, физико-механическая и гидроаэродинамическая устойчивость, а также миграционная способность.

Миграционная способность ТМ полностью определяется первыми тремя, являясь их производной.

Физико-механическая устойчивость ТМ в значительной мере зависит от их химической устойчивости. Особенно важно то, что различия в физико-механической устойчивости ТМ могут существенно влиять на состав ТМА отложений, формирующихся главным образом в относительно редких высокоэнергетичных обстановках горных рек и прибойных зон, а также в зонах эолового седиментогенеза. Во всех остальных условиях седиментогенеза величина физико-механической устойчивости зерен песчано-алевритового размера для большинства распространенных ТМ, обладающих высокой, а отчасти — и средней устойчивостью (см. табл. 44), обычно не оказывает существенного влияния на содержание ТМ в отложениях, количественные соотношения между ними и не определяет присутствие (сохранность) или же отсутствие (уничтожение) этих ТМ в составе осадочных образований.

Таким образом, оказывается, что особенности поведения большинства ТМ в осадочном процессе, как правило, зависят в основном от двух характеристик ТМ — химической и гидроаэродинамической устойчивости. В соответствии с этим они должны быть положены в основу классификации. По некоторым различиям химической устойчивости ТМ в условиях поверхностного выветривания и постседиментационного внутрислойного растворения за основу построения классификации ТМ должна быть принята химическая устойчивость ТМ в условиях поверхностного выветривания. Именно эта характеристика сочетается с гидроаэродинамической устойчивостью ТМ. Оба эти свойства определяют особенности поведения и истории эволюции ТМ в процессе формирования ТМА осадочных толщ. Ранее предложенные классификации ТМ обычно учитывали какое-то одно свойство ТМ * — их относительную химическую устойчивость, физико-механическую устойчивость (обычно — сопротивляемость истиранию, абразивную прочность) и т. д.

Были попытки создать обобщенную классификацию ТМ, в которой учитывались бы различные свойства ТМ. Одна из таких классификаций принадлежит Р. Бурхарду. Согласно ей, все ТМ делятся на 3 группы: 1) неустойчивые (апатит, амфиболы, эпидот, цоизит, титанит); 2) механоустойчивые (гранат, циркон); 3) хемоустойчивые (рутил, ставролит, кианит, турмалин, анатаз). Приведенная классификация ТМ, однако, логически и геологически несовершенна. Известно, что циркон не только механоустойчив, но и хемоустойчив, а рутил и хемоустойчив, и ме-

* В связи с чем эти классификации обычно именуются *рядами* (или *последовательностями*) ТМ.

ханоустойчив. Отнесение этих минералов к различным группам ТМ геологически не обосновано и затрудняет палеогеографическую интерпретацию ТМ данных. Не менее существенно то, что в классификации Р. Бурхарда не учитываются гидроаэромеханические свойства ТМ, а в одну группу объединяются существенно различные (например, рутил и турмалин). Такой подход исключает учет влияния гидроаэродинамических условий транспортировки и осадконакопления на состав ТМА накапливающихся отложений и делает невозможной однозначную и обоснованную палеогеографическую интерпретацию ТМ данных.

Как уже отмечалось, начиная с 70-х гг. XIX в., в различных странах проводятся целенаправленные исследования свойств и особенностей поведения ТМ в различных условиях. И хотя полученные результаты еще далеко не полны, в немалой степени противоречивы и нуждаются в уточнении, общий характер поведения большинства распространенных ТМ в осадочном процессе на данном этапе может считаться достаточно ясным. Используя результаты по ТМ, можно подойти к созданию общей классификации ТМ — основной классификации терригенной минералогии. Первый, упрощенный вариант такой классификации для наиболее распространенных ТМ тяжелой фракции был предложен автором в 1975 г. (табл. 65). Одновременно был намечен путь создания более полного варианта классификации.

Классификация предусматривает выделение девяти (I—IX) групп ТМ, каждая из которых характеризуется специфическим сочетанием величин гидроаэродинамической и химической устойчивости входящих в нее минералов.

Несмотря на простоту построения, использование классификации весьма эффективно при обработке и анализе первичных количественных данных минералогического изучения терригенных компонентов осадочных толщ с целью решения многих геологических (палеогеографических, корреляционно-стратиграфических и др.) вопросов.

Менее распространенные ТМ тяжелой фракции с плотностью 2,85—5,5 г/см^3 также находят место в приведенной классификации. Так, например, к I группе должны быть отнесены корунд (частично), пикотит; ко II — корунд, алмаз, топаз, плеонаст; к III — муассанит, к IV — перовскит, к V — алланит (ортит — частично), к VI — флюорит, хлоритоид, к VII и VIII группам — спессартин, некоторые существенно железистые минералы группы оливина (гортонолит, феррогортонолит, фаялит), к IX — аксинит и т. д.

Приведенная классификация в полной мере учитывает природные соотношения между ТМ, опирается на твердо установленные геологические, в том числе экспериментальные, факты, характеризующие поведение (миграцию или фиксацию в осадке, рассеяние или концентрацию, сохранение или уничтожение) различных ТМ. Хотя принятое разделение ТМ на группы в какой-то мере условно, оно объективно отражает действительные

Таблица 65

Классификация терригенных минералов тяжелой фракции

Химическая устойчивость (в условиях поверхностного выветривания)	Гидроаэродинамическая устойчивость		
	высокая	средняя	низкая
Высокая	I группа Циркон Рутил Ильменит+ +лейкоксен (частично) Хромит (хромшпинелиды) Монацит Ксенотим	II группа Лейкоксен (частично) Анатаз Брукит Шпинель (алюмошпинели) Ставролит Кианит	III группа Турмалин Силлиманит Андалузит
Средняя	IV группа Альмандин	V группа Пироп Титанит (частично)	VI группа Титанит (частично) Эпидот Цоизит Клиноцоизит Апатит (?)
Низкая	VII группа Магнетит	VIII группа Гранаты-уграндиты Некоторые пироксены (существенно железистые ортопироксены и др.)	IX группа Биотит Амфиболы Большинство пироксенов (диопсид, авгит, энстатит и др.) Оливин (основная часть)

различия между ТМ и наблюдаемую во многих случаях группировку ТМ по особенностям их поведения в осадочном процессе. Во многих реально наблюдаемых в природе условиях выделенные в приведенной классификации группы ТМ действительно обнаруживают высокую степень сходства, общности поведения входящих в них ТМ и существенные отличия в их поведении в сравнении с особенностями поведения ТМ других выделенных выше групп.

Это — лишь самая общая, схематическая классификация. В различных условиях седименто- и литогенеза возможна та или иная трансформация приведенной схемы.

Необходимо отметить, что для каждого минерального вида возможна некоторая (иногда значительная) вариация величин химической и гидроаэродинамической устойчивости в связи с колебаниями структурных и кристаллохимических особенностей, плотности, морфологии и других признаков обломочных зерен.

Кроме того, некоторые ТМ по химической или гидроаэродинамической устойчивости являются промежуточными между выделенными группами. Хотя каждое отдельное зерно может попадать по свойствам только в одну из выделенных девяти групп (см. табл. 65), некоторые виды ТМ должны быть отнесены фактически не к одной классификационной группе, а к двум или большему числу групп [например, титанит, алланит (ортит), спессартин, лейкоксенизированный ильменит и др.].

Необходимо также иметь в виду неполную идентичность поведения различных минералов в пределах каждой группы. Например, циркон является одним из наиболее характерных минералов I группы, наиболее отличающимся от ТМ других групп. Однако лейкоксенизированный ильменит и рутил по своей гидромеханической устойчивости приближаются к гидромеханически наиболее устойчивым минералам II группы (брукит, анатаз), а ксенотим по величине химической устойчивости — к минералам IV группы. В III группе наблюдается значительное различие в величине химической устойчивости ТМ, последовательно и существенно убывающей в ряду турмалин — силлиманит — андалузит (последний из этих минералов по химической устойчивости близок к минералам VI группы). Наиболее наглядно справедливость замечания о неполной равнозначности (хотя и близкой) особенностей поведения различных минералов в пределах одной классификационной группы видна на примере минералов IX группы, для которых характерен последовательный ряд увеличения химической устойчивости в зоне гипергенеза: оливин — гиперстен (ромбические пироксены) — авгит (моноклинные пироксены) — роговая обманка (базальтическая роговая обманка — обыкновенная роговая обманка) — биотит (С. Голдич, П. П. Тимофеев, А. В. Щербаков и др.). Принципиально аналогичная картина наблюдается почти в каждой из выделенных девяти групп. Это является одним из оснований для более дробной классификации ТМ по их основным свойствам.

Особую группу (ряд групп) ТМ тяжелой фракции, не вошедшую в данную классификацию, составляют ТМ, обладающие весьма высокой плотностью — платина, золото, касситерит, вольфрамит, шеелит и др. Классификационное положение этих минералов, как и ТМ легкой фракции, учитывается в приведенной ниже более детальной классификации ТМ (табл. 66). В этой классификации ТМ образуют горизонтальные (13) и вертикальные ряды (11). Каждый горизонтальный ряд объединяет минералы, сходные по химической устойчивости, а вертикальный — по гидроаэродинамической устойчивости. Минералы с близкими свойствами входят в состав одной группы ТМ или смежных подгрупп, принадлежащих различным группам, а наиболее сходные — в состав одной подгруппы ТМ. Всего предложенная классификация предусматривает выделение 25 групп и 143 подгрупп ТМ (см. табл. 66).

Классификация терри

Группа устойчивости			Гидроаэродинамическая			
			Весьма высокая группа *SH* (сверхтяжелые ТМ; δ>5,5)	Надгруппа Н. Высокая—группа H_3 (δ=4,0—5,5). Относительная устойчивость		
				Наибольшая (δ=5,0÷5,5)	Средняя (δ=4,5÷5,0)	Наименьшая (δ=4,0÷4,5)
Химическая устойчивость	Относительная устойчивость в пределах групп	Подгруппа (балл) химической устойчивости (B_{ch})	Подгруппа (балл)			
			11	10	9	8
Весьма высокая — группа V (S_{ch}>450)	Наибольшая (S_{ch}>550)	13	Группа V-*SH* Золото Платина	Группа V-H_3: Хромит (хромшпинелиды) (?)	Хромит (?) Циркон	Рутил Хромит (?) Циркон метамиктный
	Средняя (S_{ch}=500—550)	12	Бадделеит Золото	Хромит	Ганит Лейкоксенизированный ильменит Монацит Хромит	* Брукит Ганит Лейкоксенизированный ильменит Корунд * Лимонит (?) Хромит
	Наименьшая (S_{ch}=450÷500)	11	Бадделеит Касситерит	Монацит Хромит	Монацит Хромит	Корунд Ксенотим * Лимонит Хромит
Высокая — группа IV (S_{ch}=300 ÷ 450)	Наибольшая (S_{ch}=400÷450)	10	Группа IV-*SH* Касситерит	Группа IV-H_3: Монацит Хромит	Ксенотим Монацит Хромит	Герцинит Ксенотим * Лимонит Монацит
	Средняя (S_{ch}=350÷400)	9	Колумбит (?) Танталит (?)	Колумбит (?)	Ксенотим	Ксенотим * Лимонит
	Наименьшая (S_{ch}=300÷350)	8	Вольфрамит (?) Колумбит Танталит	Колумбит	* Барит (?) Ильменит	Альмандин (?) * Барит (?) * Лимонит

генных минералов

устойчивость						
(тяжелые ТМ; δ=2,85—5,5)						Весьма низкая — группа *L* (легкие ТМ; δ<2,85)
Средняя — группа H_2 (δ=3,5—4,0)			Низкая — группа H_1 (δ=2,85—3,5)			
в пределах групп						
Наибольшая (δ=3,8÷4,0)	Средняя (δ=3,65÷3,8)	Наименьшая (δ=3,5÷3,65)	Наибольшая (δ=3,3÷3,5)	Средняя (δ=3,1÷3,3)	Наименьшая (δ=2,85÷3,1)	
гидроаэродинамической устойчивости (B_{hd})						
7	6	5	4	3	2	1
Группа V-H_2			Группа V-H_1			
*Анатаз *Лейкоксен	*Лейкоксен Шпинель	Алмаз *Лейкоксен Шпинель	* Лейкоксен	* Лейкоксен Турмалин	Муассанит (?) Мусковит (?) Турмалин	Группа V-*L* Графит Кварц Мусковит (?)
*Анатаз *Брукит Ганит Лейкоксенизированный ильменит Корунд *Лейкоксен *Лимонит (?)	Ганит Лейкоксенизированный ильменит *Лейкоксен *Лимонит (?) Шпинель	Алмаз *Лейкоксен *Лимонит (?) Шпинель	* Лейкоксен * Лимонит(?) (?)	* Лейкоксен * Лимонит (?) Муассанит Силлиманит (?) Турмалин	* Лимонит (?) Муассанит Мусковит Турмалин	Кварц Мусковит
Корунд *Лимонит	Кианит *Лимонит Ставролит	Кианит *Лимонит Ставролит Топаз	* Лимонит Топаз	* Лимонит Муассанит Силлиманит	* Лимонит Муассанит Мусковит	Мусковит * Халцедон
Группа IV-H_2			Группа IV-H_1			Группа IV-*L*
Герцинит *Лимонит	Кианит *Лимонит Ставролит	Кианит *Лимонит Ставролит Топаз	Дюмортьерит * Лимонит Топаз	Дюмортьерит * Лимонит Силлиманит	* Лимонит Мусковит	Мусковит
*Лимонит	Кианит *Лимонит Ставролит	Кианит *Лимонит Ставролит Топаз	Дюмортьерит * Лимонит Топаз	Андалузит Дюмортьерит * Лимонит Силлиманит	* Лимонит Мусковит (?)	Анортоклаз Микроклин Мусковит (?)
Альмандин (?) * Лимонит	Альмандин (?) Кианит (?) *Лимонит Ставролит (?)	Кианит (?) *Лимонит Ставролит (?)	Дюмортьерит * Лимонит	Андалузит Дюмортьерит * Лимонит Силлиманит (?)	* Лимонит	Микроклин Ортоклаз

Группа устойчивости: Химическая устойчивость	Относительная устойчивость в пределах групп	Подгруппа (балл) химической устойчивости (B_{ch})	Гидроаэродинамическая: Весьма высокая группа SH (сверхтяжелые ТМ; $\delta>5,5$) — подгруппа 11	Надгруппа H, Высокая группа H_3 ($\delta=4,0-5,5$), относительная устойчивость: Наибольшая ($\delta=5,0\div5,5$) — подгруппа 10	Средняя ($\delta=4,5\div5,0$) — подгруппа 9	Наименьшая ($\delta=4,0\div4,5$) — подгруппа 8
Средняя группа III ($S_{ch}=150\div300$)	Наибольшая ($S_{ch}=250\div300$)	7	Группа III-SH Вольфрамит Колумбит Танталит	Группа III-H_3*: * Гематит Колумбит Магнетит (?)	* Барит (?) Ильменит Магнетит (?) Титаномагнетит	Альмандин * Барит (?)
	Средняя ($S_{ch}=200\div250$)	6	Шеелит (?)	* Гематит Магнетит	* Барит Ильменит Магнетит Титаномагнетит	Альмандин * Барит Перовскит (?)
	Наименьшая ($S_{ch}=150\div200$)	5	Шеелит (?)	* Гематит Магнетит	Ильменит (?) Магнетит Титаномагнетит	Алланит Перовскит
Низкая — группа II ($S_{ch}=10\div150$)	Наибольшая ($S_{ch}=100\div150$)	4	Группа II-SH Шеелит Эвксенит (?)	Группа II-H_3: Магнетит Эвксенит (?)	Лопарит Магнетит Эвксенит (?)	Алланит Андрадит Перовскит
	Средняя ($S_{ch}=50\div100$)	3	Киноварь Фергусонит Шеелит Эвксенит	Фергусонит Ферришпинели (?) Эвксенит	Лопарит Ферришпинели (?) Эвксенит	Спессартин
	Наименьшая ($S_{ch}=10\div50$)	2	Галенит Киноварь Самарскит Фергусонит	* Пирит Пирохлор (?) Самарскит Фергусонит	* Марказит (?) * Пирит Пирохлор (?)	Оливин (фаялит) Пирохлор (?) Сфалерит
Весьма низкая группа I	($S_{ch}<10$)	1	Группа I-SH Арсенопирит Висмутин Киноварь Микролит Торит	Группа I-H_3: Пирохлор Пирротин Торит Эшинит	Бастнезит Гатчеттолит * Марказит Молибденит Пирохлор Пирротин Торит Эшинит	Оливин (фаялит, кнебелит, тефроит) Паризит Пирохлор Сфалерит Торит Халькопирит

устойчивость						
(тяжелые ТМ; δ=2,85—5,5)						Весьма низкая—группа L (легкие ТМ; δ<2,85)
Средняя — группа H_2 (δ=3,5—4,0)			Низкая — группа H_1 (δ=2,85—3,5)			
в пределах групп						
Наибольшая (δ=3,8÷÷4,0)	Средняя (δ=3,65÷÷3,8)	Наименьшая (δ=3,5÷÷3,65)	Наибольшая (δ=3,3÷3,5)	Средняя (δ=3,1÷3,3)	Наименьшая (δ=2,85÷3,1)	
гидроаэродинамической устойчивости (B_{hd})						
7	6	5	4	3	2	1
Группа III-H_2			Группа III-H_1			Группа III-L
Альмандин Пироп (?)	Альмандин Пироп (?) Хлоритоид	Пироп (?) Титанит Хлоритоид	Титанит Хлоритоид	Андалузит * Флюорит (?) Хлоритоид	* Флюорит	Микроклин Ортоклаз
Альмандин Перовскит (?) Пироп	Альмандин Пироп Хлоритоид	Пироп Титанит Хлоритоид	* Апатит (?) Титанит Хлоритоид	* Апатит (?) * Флюорит Хлоритоид	Берилл (?) * Флюорит	Альбит Берилл (?) Микроклин Ортоклаз
Алланит Перовскит Пироп	Алланит Пироп Хлоритоид	Алланит Пироп Хлоритоид	Алланит * Апатит Хлоритоид Эпидот	* Апатит * Флюорит Хлоритоид Эпидот	Биотит * Флюорит	Альбит Олигоклаз
Группа II-H_2			Группа II-H_1			Группа II-L
Алланит *Са*-гранаты (андрадит, уваровит) Перовскит	Алланит *Са*-гранаты (андрадит, гроссуляр), уваровит)	Алланит *Са*-гранаты (андрадит, гроссуляр)	Алланит * Апатит Гроссуляр Эпидот	Аксинит * Апатит Гроссуляр Эпидот	Биотит Волластонит (?)	Волластонит (?) Олигоклаз
Са-гранаты Спессартин	*Са*-гранаты	Авгит *Са*-гранаты	Авгит * Апатит Гроссуляр Диопсид Клиноцоизит Роговая обманка Цоизит	Авгит * Апатит Гроссуляр Диопсид Клиноцоизит Роговая обманка Цоизит	Биотит Волластонит Роговая обманка Тремолит Хлорит	Андезин Волластонит Кордиерит (?) Хлорит
Оливин Пирохлор (?) Сфалерит	Оливин	Везувиан Геденбергит Оливин Эгирин	Бронзит Везувиан Геденбергит Гиперстен Глаукофан Оливин Эгирин	Актинолит Везувиан Глаукофан Оливин (форстерит) Энстатит	Актинолит Волластонит * Глауконит Глаукофан Хлорит	Волластонит * Глауконит Кордиерит Лабрадор Хлорит
Группа I-H_2			Группа I-H_1			Группа I-L
Оливин Пирохлор Сфалерит	Оливин Пирохлор	Везувиан Оливин	Везувиан Оливин	Везувиан Оливин (форстерит)	Волластонит (?) Хлорит	Анортит Битовнит Волластонит (?) * Гипс * Кальцит Кордиерит (?) Нефелин Хлорит

Разделение групп наиболее тяжелых (сверхтяжелых SH) и легких (L) ТМ на подгруппы по величине гидроаэродинамической устойчивости ТМ в данной классификации (см. табл. 66) не проводится. Оно не представляет каких-либо трудностей классификационного характера, но лишено особого смысла. Первые из этих минералов, будучи высвобожденными из сростков с другими минералами, ведут себя, как правило, как гидроаэродинамически весьма устойчивые компоненты, вторые — как гидроаэродинамически весьма подвижные.

Обозначения групп ТМ составляются из разделенных чертой обозначения (номера) соответствующей группы химической устойчивости и обозначения соответствующей группы гидроаэродинамической устойчивости. Аналогичным образом нумеруются и подгруппы — составляются из номера соответствующей строки, т. е. номера подгруппы (балла) химической устойчивости, и номера соответствующего столбца, т. е. номера подгруппы (балла) гидроаэродинамической устойчивости, разделенных точкой *. Кроме того, подгруппы могут именоваться и по наиболее характерному для них минералу или ряду минералов, например подгруппа циркона (13.9), подгруппа рутила (13.8), подгруппа брукита — анатаза (12.7), подгруппа авгита (3.4) и т. п. В подгруппах принята алфавитная последовательность расположения минералов.

Многие из отмеченных минералов встречаются в осадочных образованиях как терригенные и как аутигенные и отмечены (см. табл. 66) звездочкой.

Наряду с минеральными видами в классификационной таблице (см. табл. 66) указаны некоторые широко распространенные в осадочных толщах мономинеральные (халцедон, глауконит) и переменные по составу полиминеральные (лейкоксенизированный ильменит, лейкоксен, лимонит) сочетания обычно тонкодисперсных минералов.

При отсутствии, недостаточности или противоречивости данных о величине химической устойчивости ряда минералов их положение в классификационной таблице указано ориентировочно. При этом учтены данные А. Кайе, Ж. Трикара [23] и других исследователей, а также материалы, полученные автором при изучении кор выветривания, осадочных толщ и современных осадков Восточно-Европейской платформы, Донбасса, Кавказа и некоторых сопредельных с ними областей. Имеющиеся для некоторых минералов характеристики не всегда соответствуют значениям, указываемым А. Кайе и Ж. Трикаром, что было показано в тексте работы и нашло отражение в классификационной таблице. Подлежащие дополнительной проверке классификационные положения отдельных ТМ с оценками

* Чтобы не увеличивать громоздкость классификационной табл. 66, номера подгрупп в ней не проставлены.

химической устойчивости, по А. Кайе, Ж. Трикару и др., отмечены знаком вопроса (см. табл. 66).

Классификационное положение каждого ТМ охватывает ряд подгрупп, а иногда и групп, что связано с вариациями (иногда — весьма значительными) гидроаэродинамической и химической устойчивости каждого ТМ. Каждый ТМ (минеральный вид) представлен многочисленными зернами (индивидами), свойства и особенности поведения которых могут иногда значительно различаться даже в одних и тех же условиях гипергенеза, транспортировки, осадконакопления, постседиментационного преобразования. Еще большие различия в абсолютных и относительных значениях химической и гидроаэродинамической устойчивости обнаруживают ТМ в разных условиях протекания осадочного процесса. В связи с этим положение каждого минерала в приведенной классификации представляет собой не точку (точка может соответствовать одному минеральному зерну или ряду зерен, абсолютно тождественных по химической и гидроаэродинамической устойчивости и не меняющих своей устойчивости в любых условиях седименто- и литогенеза), а *классификационное поле.* Для одних ТМ оно невелико и ограничивается одной-двумя подгруппами. Таковы классификационные поля химической и гидроаэродинамической устойчивости циркона (без метамиктных разностей), рутила, авгита, альбита, терригенного глауконита и многих других ТМ. Минералы с классификационными полями химической и (или) гидроаэродинамической устойчивости, выходящими за пределы одной-двух подгрупп, а иногда — одной-двух групп, соответствуют не более высокой устойчивости ТМ, а более значительному разбросу значений устойчивости зерен одного минерального вида. Таковы, например, классификационные поля алланита (ортита), лейкоксена и ряда других терригенных компонентов (см. табл. 66). Особенно велики вариации значений седименто- и литогенических характеристик у терригенных компонентов, представленных не отдельными минеральными видами или мономинеральными сочетаниями микрокристаллических зерен типа халцедона, а переменными по составу поликомпонентными смесями различных минералов (и минералоидов) типа лимонита и лейкоксена, сочетаниями минералов и продуктов их изменения, как, например, лейкоксенизированный ильменит, а также минералами, находящимися на различной стадии гидратации (гидрогроссуляр и др.) и метамиктного распада типа метамиктного циркона, алланита (ортита), торита, пирохлора. Дальнейшее изучение ТМ, безусловно, приведет к уточнению классификационного положения минералов — к сужению или расширению в некоторых случаях их классификационных полей. Это — одна из наиболее важных задач терригенной минералогии.

Наряду с отмеченными в классификации ТМ (см. табл. 66), существуют минералы, являющиеся, как правило, весьма редкими и обычно не образующими значительных аллотигенных

концентраций в осадочных толщах. Вполне очевидно, что любой из ТМ, независимо от степени его распространенности и особенностей, может найти место в приведенной общей классификации.

Приходится отметить, что для точного определения положения в данной классификации изученность многих редких ТМ (например, оценка химической устойчивости) пока недостаточна. Предварительная оценка положения каждого ТМ в общей классификации может быть осуществлена в настоящее время на основании имеющихся сведений об их составе и структуре, физических свойствах, на основании приближенной сравнительной оценки распространенности в коренных породах, корах выветривания, современных и различных по возрасту ископаемых отложениях и других данных.

Учитывая признаки классификации ТМ, поведение в осадочном процессе ТМ одной классификационной подгруппы является в максимальной степени близким, а в удаленных группах — контрастным. ТМ, относительно сходные по особенностям их поведения в осадочном процессе и занимающие в предложенной классификации (см. табл. 66) близкое место в пределах одной подгруппы или соседних подгрупп, именуем *близкими*.

С учетом накопленных к настоящему времени фактических данных можно сформулировать следующую закономерность: чем ближе друг к другу минералы по седименто- и литогеническим свойствам и соответственно по их классификационному положению, тем труднее они разделяются в природе. Наиболее трудноразделимыми являются ТМ одной группы и тем более одной подгруппы или близких, смежных подгрупп (например, циркон и рутил, кианит и ставролит, пироксены и амфиболы и т. п.). Сказанное подтверждается, в частности, широко проявленными в отложениях положительными корреляционными связями между минералами.

В противоположность близким ТМ, минералы, существенно различающиеся по седименто- и литогеническим свойствам, и соответственно удаленные друг от друга по классификационному положению, назовем *удаленными или разобщенными*. Отметим, что и в геохимии, как известно, существует понятие о разобщенных элементах, к которым относятся элементы, удаленные друг от друга в периодической системе, обладающие различающимися кристаллохимическими и химическими свойствами (по В. В. Щербине). Эти элементы по различным (пока еще далеко не полностью раскрытым) причинам нередко образуют в природе устойчивые парагенетические ассоциации. Устойчивые ассоциации в осадочных толщах могут образовывать иногда и разобщенные ТМ. Основные причины, обусловливающие возможность их устойчивого сонахождения в некоторых осадочных толщах, заключаются в особенностях состава источников сноса, смешении материала различных источников и недо-

статочно глубоком (в силу недостаточной длительности либо интенсивности) проявлении процессов минералогической дифференциации исходного вещества при формировании и изменении ТМА. Присутствие в отложениях таких, как и любых иных, ТМА является важным показателем состава пород источников сноса, палеогеографических условий накопления обломочного вещества, постседиментационных условий его существования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бергер М. Г., Саркисян С. Г., Корж М. В.* О совершенствовании методов палеогеографических исследований по терригенным минералам.— В кн.: Палеогеографические исследования в нефтяной геологии. М., Наука, 1979, с. 7—23.

2. *Васильев В. П.* Терригенные легкие минералы в современных осадках некоторых морей и климатическая зональность.— Литология и полезные ископаемые, 1980, № 1, с. 26—39.

3. *Вистелиус А. Б.* Математическая геология — ее основные направления и задачи.— Советская геология, 1977, № 1, с. 11—34.

4. *Гриффитс Дж.* Научные методы исследования осадочных пород. М., Мир, 1971, 421 с.

5. *Лебедева С. И.* Микротвердость минералов. М., Недра, 1977, 119 с.

6. *Логвиненко Н. В.* Петрография осадочных пород. М., Высшая школа, 1984. 416 с.

7. *Никитин А. А.* Закономерности стилолитообразования в осадочных и метаморфических породах.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1985, № 2, с. 99—108.

8. *Окнова Н. С.* Эволюция ассоциаций терригенных минералов с развитием осадочного процесса.— В кн.: Обстановки осадконакопления и их эволюция. М., Наука, 1984, с. 103—107.

9. *Осовецкий Б. М.* Тяжелая фракция осадков и терригенных пород. Часть 1. Пермь, 1983, 249 с. (Рукопись деп. ВИНИТИ, № 6642—83 Деп.).

10. *Петтиджон Ф. Дж.* Осадочные породы. М., Недра, 1981, 751 с.

11. *Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р.* Пески и песчаники. М., Мир, 1976, 535 с.

12. *Селли Р. К.* Введение в седиментологию. М., Недра, 1981, 370 с.

13. *Симонов Г. А.* Зональность наиболее устойчивых минералов и ее применение при балансовых исследованиях почв.— Коми филиал АН СССР, серия препринтов «Научные доклады». Вып. 81. Сыктывкар, 1982, 49 с.

14. *Словарь* по геологии россыпей. Под ред. Н. А. Шило; Н. Н. Арманд, В. Д. Белоусов, Л. З. Быховский и др. М., Недра, 1985, 197 с.

15. *Страхов Н. М.* Развитие литогенетических идей в России и СССР. М., Наука, 1971, 622 с.

16. *Тимофеев П. П.* Об основных проблемах современной литологии.— Литология и полезные ископаемые, 1978, № 6, с. 3—15.

17. *Трансформация* минералогического состава терригенного материала в процессе его поступления в прибрежную зону океанических островов./ В. П. Васильев, В. В. Калиненко, Е. Н. Невесский, Ю. А. Павлидис.— В кн.: Морфолитогенез и позднечетвертичная история прибрежно-шельфовых зон. М., Наука, 1978, с. 24—40.

18. *Холодов В. Н.* Об эволюции состава питающих провинций в истории Земли.— В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М., Наука, 1975, с. 191—208.

19. *Шило Н. А.* Россыпеобразующие рудные формации и связь с ними россыпей.— В кн.: Проблемы геологии россыпей. Магадан, 1970, с. 13—24.

20. *Юшкин Н. П.* Механические свойства минералов. Л., Наука, 1971, 284 с.

21. *Blatt H.* Provenance determinations and recycling of sediments.— Journ. Sediment. Petrology, 1967, v. 37, No. 4, p. 1031—1043.

22. *Blatt H., Middleton G., Murray R.* Origin of sedimentary rocks. New Jersey, 1972, 634 p.

23. *Cailleux A., Tricart I.* Initation a l'ètude des sables et des galets. Paris, 1963, 376 p.
24. *Friis H.* Heavy mineral variability in miocene marine sediments in Denmark: a combined effect of weathering and reworking.— „Sedimentary Geology", vol. 21, No. 3, 1978, p. 169—188.
25. *Hubert J. F.* Analysis of heavy-mineral assemblages.— In: Procedures in Sedimentary Petrology. Ed. R. E. Carver. Willey — interscience. New York—London—Sydney—Toronto, 1971, p. 453—478.
26. *Loughnan F. C.* Chemical weathering of the silicate minerals.— American Elsevier Publishing Co., Inc., New York, 1969, 154 p.
27. *Morton A. C.* Depth control of intrastratal solution of heavy minerals from the Palaeocene of the North Sea.— Journ. Sediment. Petrology, 1979, v. 49, No. 1, p. 281—286.
28. *Neiheisel J.* Heavy mineral investigation of Recent and Pleistocene sands of lower coastal plain of Georgia.— Bull. Geol. Soc. America. 1962, v. 73, No. 2, p. 363—374.
29. *Nickel E.* Experimental dissolution of light and heavy minerals in comparison with weathering and intastratal solution.— In: Contributions to Sedimentology. V. I. Stability of Heavy Minerals. Stuttgart, 1973, p. 1—68.
30. *Trurnit P.* Die relativ Druck — Loslichkeit detritischer Mineralien und Gesteine.— Geologie, Berlin, 1969, N 1, S. 41—76.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Агенты биологические 82
Аллохемы 16
Анализ
— корреляционный 30, 35
— минералогический 30, 31
— петрографический (седимент-петрографический, микропетрографический, микроминералогический) 7
Байпас 61, 62
Балл миграционной способности минералов 144—146
Балл ряда относительной неустойчивости минералов («брон») 142
Балл устойчивости минералов («бум») 144
— гидроаэродинамической 144, 145
— средневзвешенный 151
— физико-механической 144
— химической 144
Бронирование («запечатывание», «консервация») обломочных зерен 69, 70
Геология статистическая 10
Дифференциация минералогическая 29, 31, 36, 54, 152
Закономерности
— Вендла 28
— Крынина 78
— разделения терригенных минералов 29
— распределения терригенных минералов 26—29, 37
— статистические 28, 68, 85
— Туле—Петтиджона 28, 63, 66, 68, 69
Зрелость обломочного вещества 146
— гидроаэродинамическая 147—149
— минералогическая 148
— структурная 148
— физико-механическая 27, 148
— химико-минералогическая 90, 148
— химическая 27, 75, 148, 153
Индекс потенциала выветривания (индекс выветриваемости) П. Райхе 105
Индекс Хьюберта 150
Источники терригенных минералов
— апосапрогенные 12
— литокластогенные 12
— петрогенные 12
Конкреции 66, 69
Коэффициент
— аддитивный 149
— гидроаэродинамической устойчивости 128—130
— гравитации 149
— гравитационного накопления 149
— корреляции 29, 33, 34, 36
— миграционной способности 138—144
— мультипликативный 149
— обогащения 90
— относительного изменения 90
— петрофондовый 98, 103
— псефичности 142
— равнопадаемости 125, 128
— терригенно-минералогический 56, 59, 66
— устойчивости 90
— фациально-динамический 56, 149
— химической устойчивости 91, 99, 102
Крупность гидравлическая 63, 124—126
Минералы
— акцессорные 12, 75, 137
— аллотигенные 7, 15
— аутигенные 8, 12, 13, 22, 181
— биохемогенные 16
— близкие 218
— вторичные 93
— вулканогенные 15, 42
— глинистые 15, 16, 116, 182
— индикаторы 40, 41, 54, 109
— легкие 12, 136
— маринно-литогенные 14
— обломочные 11, 12, 15
— первичные 98
— перигенные 16
— породообразующие (осадкообразующие) 12, 38, 75
— разобщенные 218
— реликтовые 11, 15
— реперы 109
— рудные 29, 30
— сверхтяжелые 81, 136

— сверхустойчивые 46, 65
— спутники 137
— талассогенные 15
— терригенные (определение) 11
— тефроидные (тефрогенные) 15, 16
— тяжелые 12, 136
— удаленные 218
— унаследованные 15
— хемогенные 16
— хтонические 14
— эдафогенные 14—16
— эндогенетические 16
— эталонные 109, 111, 112, 114
Неперемещаемость минералов 142
Отложения (генетические типы)
— аллювиальные 30, 34, 35, 55, 59
— континентальные 53
— морские 29, 53, 55
— прибрежно-морские 29, 32, 33, 35, 53, 55, 59
— эоловые 55
Отложения (литологические типы)
— алевритовые 60, 97, 98
— глинистые 60, 98, 101, 103
— грубообломочные 60
— карбонатные 102
— песчаные 29, 32, 33, 38, 60, 97—99, 102, 103, 124, 129
Отношение кварц-полевошпатовое 46—48, 53
Парагенезы терригенных компонентов
— апосапрогенные 12
— литокластогенные 12
— петрогенные 12
Парадокс эволюции состава легкой и тяжелой фракций 70—71, 74
Петрофонд (определение) 5, 25, 36—37
— типы 6, 40—41
Подвижность минералов 123, 128
Показатели зрелости (терригенно-минералогической ассоциации)
— гидроаэродинамической 147—149, 151
— физико-механической 150, 151
— химической (химико-минералогической) 150, 151
Поле классификационное 217
Почвы 72, 107, 108, 163
Принцип гидравлической эквивалентности 63
Провинция
— питающая 24, 37, 40—41
— терригенно-минералогическая 11
Проседание тяжелых минералов гравитационное 81, 82
Растворение внутрислойное (внутрипластовое) постседиментационное
— зоны, подзоны, стадии, фазы 64—67
— ингибирование 69
Растворимость минералов 86, 87, 107
Рецикличность обломочного вещества 21, 73, 74, 77
Россыпи 25, 55, 61, 81, 82, 137, 138, 147, 174, 175, 180
Ряды миграционной способности минералов 138
Ряды устойчивости минералов
— гидроаэродинамической 129, 132—134
— физико-механической 117, 118
— химической 85, 87, 88, 91, 93, 94, 96, 97, 101—103, 105—110, 211
Сальтация 62, 123
Свойства минералов
— гидроаэромеханические 29, 124
— седименто- и литогенетические 25, 155
— физико-механические 118
Связь корреляционная 28—31, 34, 36
Сепарация 31
Символы минералов 13, 108
Скорость
— гидравлическая 124
— критическая несдвигающая 123, 124
— критическая срыва 123, 124
Способность миграционная 3, 84, 135, 208
Сортировка гидроаэродинамическая 60, 120
Субфация терригенно-минералогическая 60
Сфера терригенно-минералогическая 9
Терригенная минералогия
— определение 7—8
— основной закон 154
— региональная 16
— топоминералогия 16
Террисфера 9, 77, 78
Типоморфизм минералов 8—10, 38, 121
Типохимизм 38
Уровни химической устойчивости 72, 198
Устойчивость минералов
— гидроаэродинамическая 3, 28, 34, 115, 123, 208
— физико-механическая 3, 115, 117, 119, 121, 208
— химическая 3, 85, 110, 115, 208
Факторы осадочного процесса 27, 43, 154
— внешние 27, 154
— внутренние 27, 154

— исходные 27
— локальные (микрофакторы) 83
Фация терригенно-минералогическая 60
Шкалы
— гидроаэродинамической устойчивости 136
— зрелости терригенно-минералогических ассоциаций 151, **152**
— литогенеза 111, 113
— миграционной способности 140—141, 143—144, **146**, **147**
— физико-механической устойчивости 122
— химической устойчивости **111**, 112, 114, 115

УКАЗАТЕЛЬ МИНЕРАЛОВ

Авгит 13, 42, 68, 105, 110, **158**
Аксинит 13, **158**, 209
Актинолит 13, 28, 30, 41, 109, 110, **159**
Алланит 13, 30, 39, **159**, 209, 217
Алмаз 3, 13, 110, 117—119, 135, **159**, 209
Альбит 13, 105, 108, 110, 116
Альмандин 12, 13, 41, 110, 117, 161, 171
Альмандин-пироп 136, **191**
Алюмохромит 202
Алюмошпинели 14, 86, 111
Амфиболы 12, 13, 29, 30, 41, 116
Анальцим 106
Анатаз 12—14, 30, 39—41, 108, 110, **161**
Ангидрит 116, 207
Андалузит 13, 14, 30, 41, 110, 117, 162
Андезин 68, 109, 110
Андрадит 13, 136, 171
Анортит 13, 105, 108—110
Анортоклаз 110, 189
Антигорит 108, 207
Антимонит 201
Апатит 13, 14, 30, 39, 41, 42, 88, 108, 110, 117, **162**
Арагонит 108, 201
Арсенопирит 39, 96, 109, 116, 140
Арфведсонит 13, **164**
Астрофиллит 207
Аутунит (отенит) 207
Бадделеит 13, 111, 136, 146, **164**
Барит 12, 13, 30, 40, 41, 110, **164**
Баркевикит 207
Бастнезит 13, 146, 147, **165**
Бейделлит 108
Бемит 108
Бенитоит 207
Берилл 13, 94, 122, **165**
Биотит 12, 13, 30, 41, 42, 68, 105, 110, 116, 166
Битовнит 88, **110**
Браннерит 207
Бронзит 13, 110
Брукит 13, 14, 30, 39, 110, **167**
Везувиан 13, 109, 207
Вермикулит 108
Висмутин 53, 146, 147
Волластонит 13, 105, 207
Вольфрамит 3, 13, 39, 81, 110, **117**, 147, **168**
Гадолинит 207
Галенит 13, 39, 93, 122, **146**, **169**
Галит 108, 116
Галлуазит 108
Ганит 13, **169**
Гастингсит 68, 207
Гатчеттолит 138, 147
Геденбергит 13, 136
Гейландит 207
Гематит 13, 14, 30, 39, 108, 110, 116, 117, **169**
Герцинит 13, **170**
Гётит 13, 108, 182
Гиббсит 108
Гидрогематит 170
Гидрогётит 182
Гидрогроссуляр 171, 217
Гидроксилапатит 163
Гидролепидокрокит 182
Гидролопарит 182
Гидрослюда 108
Гиперстен 13, 68, 110, 112, **170**
Гипс 13, 40, 108, 110, 116, 122, 207
Глауконит 12, 13, 40, 41, 108, 110, 116, **170**
Глаукофан 13, 41, 109, 110, **171**
Гортонолит 13, 209
Гранаты 12, 13, 28—31, 34, 39, 110, **171**
— пиральспиты 13, 171
— уграндиты 13, 171
Графит 13, 119, 121, 122
Гроссуляр 13, 88, 136, 171
Гюбнерит 13, 168
Джалмаит 207
Диопсид 13, 68, 88, 105, 108, 110, **172**
Дистен см. кианит

Доломит 40, 41, 88, 108, 109, **116**, **207**
Дравит 136
Дюмортьерит 13, 107, 110, **172**
Жадеит 207
Золото 3, 13, 81, **110**, **117**, **172**
Иллит 108, 116
Ильменит 3, 12, 13, 28—31, 39, 41, 108, 110, 117, **173**
— акцессорный 138, **175**
— лейкоксенизированный 12, 13, 133, 134, 174, **217**
— рудообразующий 138, 175
Ильменорутил 13, 39, 207
Иридистый осмий (иридосмин) 13
Калишпаты 13, 41, 110
Кальцит 12, 40, 41, 88, **108**, **109**, **116**, 207
Каолинит 108
Карфолит 207
Касситерит 3, 13, 30, 39, 41, 50, 81, 110, 117, **175**
Кварц 3, 12, 13, 41, 42, 105, 108, 110, **176**
— давленый **116**
— регенерированный **12**, **40**, **41**
— рудный 176
Кианит 13, 14, 28, 29, 31, 41, 110, 117, **177**, 198
Киноварь 13, 53, 117, 146, 147, **177**
Клинопироксены 13
Клинохлор 201, 202
Клиноцоизит 13, 103, **178**
Коллофан 116
Колумбит 13, 39, 94, 110, 117, 147, **178**, 179, 199
Кордиерит 13, **110**, **178**
Корунд 13, 14, 41, 95, 108, 110, 117, 119, **179**, 209
Кристобалит 108
Кроссит 207
Ксенотим 13, 39, 41, 110, 136, **180**
Лабрадор 88, 105, 110
Лавсонит 207
Лейкоксен 3, 12—14, 28, 31, 110, **173**, 175, **180**, 217
— апоильменитовый **180**, **181**
— апотитанитовый 180, 181
Лейцит 105
Лепидокрокит 182
Лепидолит 207
Лепидомелан 68
Лимонит 13, 14, 108, 110, 116, **182**
Лопарит 39, 138, **182**
Магнетит 13, 14, 29, 30, 39, 41, 110, 116, 117, **183**
Магномагнетит **185**
Магнохромит **202**
Малакон 138, **203**
Марказит 110, 116
Меланит 171, 172
Металопарит **182**
Метаторбернит 97
Микроклин 12, 13, 108, 110, 116, **185**
Микролит 13, 138, 146, **147**, **185**, 191
Молибденит 13, 39, 53, 93, 119, 122, 146, **186**
Монацит 3, 13, 14, 31, 39, 41, 110, 117, 136, **186**
Монтмориллонит 108
Муассанит 13, 94—96, 111, **118**, **119**, 122, **187**, 209
Мусковит 12, 13, 41, 105, 108, 110, 116, **187**
Наэгит 204
Нефелин 73, 105, 109, 207
Нигрин 194
Ниобо-танталит 179
Оливин 13, 14, 41, 42, 68, 105, 110, 117, **188**
Олигоклаз 88, 105, 110
Ортит 13, 30, 39, **159**
Ортоклаз 12, 13, 105, 110, **116**, **189**
Ортопироксены 13, **29**
Осмистый иридий (осмирид) 13, **117**, 141
Отенит 207
Оттрелит 201
Паризит 13, 146, 207
Пеннин 201, 202
Перовскит 13, 136, 146, **190**, 209
Пикотит 13, **190**, 209
Пикроильменит 175
Пирит 12, 13, 30, 39, 110, 116, 117, **190**
Пироксены 12, 13, 41, 68, 116
— моноклинные 29, 30, 117
— ромбические 29, **30**
Пиролюзит 110, 207
Пироп 13, 41, 110, 136, **171**, **191**
Пирофиллит 122, **207**
Пирохлор 13, 39, 53, 68, 109, **146**, 147, 185, **191**, 217
Пирротин 39, 93, 109, 110
Плагиоклазы 13, **192**
— кислые 12, 41
— средние 12, 42, 109, 110
— основные 41, 42, 73, 109, 178
Платина 3, 81, 110, 117, **193**
Плеонаст 13, 122, 190, **193**, 209
Полевые шпаты 12, 13
Поликраз 138, 205
Поликсен 13, **193**
Приорит (прайорит) 13, **147**, **206**
Псевдобрукит 207
Псиломелан 207
Пумпеллиит 207
Рибекит 13, 68, 164
Роговая обманка 13, 28—31, 41, **42**, 105, 110, **193**
— базальтическая **13**, **90**
— обыкновенная 13, 29, **117**
Ромеит 207

Рутил 3, 13, 14, 28—31, 39, 41, 108, 110, 116, 117, **194**
Самарскит 13, 138, **195**
Санидин 42, 190
Серицит 108, 116
Сидерит 116
Силлиманит 13, 14, 31, 41, 105, 110, **195**
Сильвин 116
Симпсонит 207
Скаполит 13, 207
Слюды 127, 133—135
Содалит 207
Сперрилит 13, 207
Спессартин 13, 109, 136, 171, 209
Сподумен 13, 39, 207
Ставролит 13, 14, 30, 31, 34, 41, 110, 117, **197**
Станнин 13
Стильбит 108
Стильпномелан 207
Стрюверит 13, 207
Сульфиды 83, 95, 179
Сфалерит 13, 39, 96, 122
Сфен см. титанит
Тальк 105, 122, 207
Танталит 13, 110, 147, 179, **199**
Тантало-колумбит 179
Тантало-ниобаты 3, 39, 94, 96
Тапиолит 207
Титан-авгит 201
Титанит 13, 14, 30, 39, 41, 110, 116, **199**
Титаномагнетит 13, 41, 57, 58, 97, **199**
Топаз 13, 39, 41, 96, 110, 117, 207, 209
Торианит 13, 109, 207
Торит 13, 39, 93, 109, 136, 207, 217
Торолит 207
Тремолит 13, 41, 105, 110
Турмалин 13, 14, 29—31, 39, 41, 110, 116, 117, **200**
Уваровит 13, 171
Уранинит 39, 93, 207
Фаялит 13, 188, 209
Фельдшпатоиды 13, **178**
Фенакит 207
Ферберит 13, 168
Фергусонит 13, 138, **200**
Ферригортонолит 209
Феррифаялит 189
Ферришпинели 86, 185
Ферросилит 170
Флогопит 68, 207
Флоренсит 207
Флюорит 13, 39, 41, 94, 110, 122, 201, 209
Форстерит 13, 105, 188
Фторапатит 163
Халцедон 13, 110, 176
Халькопирит 13, 39, 90, 93, 146
Хлорит 13, 108, 110, 116, 183, **201**
Хлоритоид 13, 41, 110, **201**, 209
Хризоберилл 207
Хризотил 207
Хромдиопсид 13, 146, 172
Хромит (хромшпинелиды) 13, 14, 41, 86, 111, 116, 117, **202**
Хромпикотит 190, 202
Цейлонит 13, 193
Циркон 3, 13, 14, 28—31, 39, 41, 42, 108, 110, 116, 117, **203**, 217
Циртолит 138, 203
Цоизит 13, 103, 110, **204**
Шеелит 13, 39, 93, 117, **204**
Шерл 136
Шорломит 68, 171, 172
Шпинель (алюмошпинели) 13, 14, 29, 39, 41, 110, 117, **205**
Эвдиалит 207
Эвклаз 207
Эвксенит 13, 39, 89, 90, 96, 138, **205**
Эгирин 13, 68, 139, **205**
Эгирин-авгит 205
Эгирин-диопсид 68
Энигматит 207
Энстатит 13, 105, 110, 146, 170, **205**
Эпидот 12, 13, 28—31, 39, 41, 105, 110, 117, **206**
Эшинит 13, 147, **206**

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр
Введение	3
Принятые сокращения и условные обозначения	5
Глава I. **Исходные понятия и объекты исследования терригенной минералогии**	7
Определение содержания, объема и положения в системе геологических знаний	7
Группа терригенных минералов	11
Глава II. **История терригенно-минералогических исследований** . .	16
Периодизация истории терригенно-минералогических исследований	16
Основные тенденции в развитии терригенно-минералогических исследований	18
Глава III. **Основные факторы формирования и эволюции терригенно-минералогических ассоциаций**	24
Предварительные замечания	24
Особенности распределения терригенных минералов в осадочных толщах	26
Исходный состав пород источников сноса (петрофонд) . . .	36
Тектоника и рельеф	42
Климат	44
Динамика среды транспортировки и накопления обломочного вещества	49
Постседиментационные преобразования	63
Глава IV. **Свойства и особенности поведения терригенных минералов в ходе осадочного процесса**	84
Предварительные замечания	84
Химическая устойчивость	85
Физико-механическая устойчивость	117
Гидроаэродинамическая устойчивость	123
Миграционная способность	135
Зрелость терригенно-минералогических ассоциаций	146
Глава V. **Характеристика терригенных минералов**	155
Предварительные замечания	155
Характеристика минералов	158
Глава VI. **Классификация терригенных минералов**	207
Список литературы	220
Предметный указатель	222
Указатель минералов	224

МОНОГРАФИЯ

Михаил Григорьевич Бергер

ТЕРРИГЕННАЯ МИНЕРАЛОГИЯ

Редактор издательства *И. Ф. Искра*
Переплет художника *И. А. Игнатьева*
Художественный редактор *Г. Н. Юрчевская*
Технические редакторы *А. В. Трофимов, Е. Л. Закашанская*
Корректор *Г. Г. Большова*

ИБ № 6265

Сдано в набор 07.05.86. Подписано в печать 05.08.86. Т-14340. Формат 60×90[1]/16.
Бумага книжно-журнальная. Гарнитура Литературная. Печать высокая.
Усл. печ. л. 14,25. Усл. кр.-отт. 14,25. Уч.-изд. л. 16,30. Тираж 2570 экз.
Заказ 2086 / 543—1. Цена 2 р. 80 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 103633,
Москва, Третьяковский проезд, 1/19

Отпечатано в тип. № 2 Ленуприздата, 191104, Ленинград, Литейный пр., 55, с набора
Ленинградской картографической фабрики ВСЕГЕИ